РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 65

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENSIS
COMISSION FOR STUDY
OF THE QUARTERNARY

BULLETIN OF COMISSION FOR STUDY OF THE QUARTERNARY

№ 65

Editors-inchief:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN
candidate of geological and mineralogical sciences
I.M. KHOREVA

MOSCOW
GEOS
2004

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 65

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

МОСКВА
ГЕОС
2004

УДК 551.79
ББК
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 65. – М.: ГЕОС, 2004. – 128 с.
ISBN 5-89118-355-2

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и по отдельным вопросам. Публикуются статьи по стратиграфии, опорным разрезам, археологии и палеогеографические построения.

Для геологов, палеогеографов, археологов.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), М.Н. Алексеев, А.А. Величко,
И.А. Чистякова, И.М. Хорева, С.М. Шик

Bulletin of Comission for study of the Quaternary. № 65. – M.: GEOS, 2004. 128 p.
ISBN 5-89118-355-2

The suggested issue of the Bulletin includes the new data on Global Quaternary problems and some regional evidence. The papers present information on stratigraphy, on key sections, archaeology and palaeogeographic data.

The issue is addressed to geologists, palaeogeographers, archaeologists.

Editorial board:
Yu.A Lavrushin (Editor-in-chief), M.N. Alekseev, A.A. Velichko,
I.A. Chistyakova, I.M. Khoreva, S.M. Shik

© Российская академия наук, 2004
© ГЕОС, 2004

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ. ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

С.И. Антонов, Г.И. Рычагов, Н.Г. Судакова

Как известно, до настоящего времени среди исследователей существуют разногласия по поводу стратиграфии среднеплейстоценовой толщи, в частности острую дискуссию вызывают вопросы, касающиеся количества оледенений в лихвинско-микулинском интервале времени в Центральных районах Русской равнины, границы распространения днепровского и московского оледенений, и их ранг. Не найден отвечающий всем требованиям кондиционный стратотип днепровско-московского интервала [Марков, Лазуков, Николаев, 1965; Марков, Величко, 1967; Московский..., 1982; Лазуков и др.,1982; Шик, Бирюков, 1989; Судакова 1990; Антонов и др. 1991; Заррина, 1991; Строение..., 1996; Алексеев и др., 1997; Андреичева и др., 1997; Оледенения..., 2001; Проблемы..., 2001 и др.]

Неоднозначная трактовка стратиграфической позиции среднеплейстоценовых морен, широко распространенных в Центре Русской равнины и занимающих значительную часть разреза четвертичных отложений, ведет к многовариантности стратиграфических и корреляционных схем [Решения..., 1986; Заррина, Краснов, 1989; Величко и др., 1992; Зубаков, 1992; Шик, 1993; Изменения...,1999; Оледенения..., 2001, Шик и др., 2002; Николаев и др. 2003 и др.], к их несопоставимости с региональными схемами смежных территорий, что затрудняет межрегиональную корреляцию ледниковых горизонтов и реконструкцию палеогеографических событий. Отложения прежде единого, днепровского горизонта по долинам Днепра и Дона [Марков, Лазуков, Николаев, 1965], получили разные возрастные оценки: соответственно днепровский, среднеплейстоценовый и донской, раннеплейстоценовый возраст [Величко и др., 1992, Шик, 1993]. В отличие от унифицированной межрегиональной сратиграфической схемы Восточно-Европейской равнины (1986), в местной схеме Центральных районов в составе среднего плейстоцена между лихвинской и микулинской эпохами оставлено лишь одно московское оледенение, распространявшееся, согласно С.М.Шику и И.П.Бирюкову [1989], до границы днепровского ледникового языка. Другими исследователями данное мнение оспаривается [Заррина, 1991; Матошко, Чугунный, 1993; Алексеев и др., 1997; Васильев, 1997; Проблемы..., 2001 и др.]. Имеющиеся в нашем распоряжении материалы также не позволяют согласиться с подобной интерпретацией среднечетвертичной толщи рассматриваемого региона.

Актуальность поставленных выше вопросов определяет главную задачу данной статьи: обоснование среднеплейстоценовых оледенений Центрального региона. В основу данного сообщения положены материалы многолетних экспедиционных исследований, данные лабораторных анализов осадков представительных страторазрезов [Разрезы..., 1977 и др., Судакова и др., 1997; Проблемы..., 2001], результаты детальных геолого-геоморфологических исследований территории Сатинского учебно-научного полигона МГУ (район г. Боровска), который по нашему глубокому убеждению может претендовать на страторайон для среднего плейстоцена центра Русской равнины [Материалы..., 1977, 1979; Рычагов, Скорнякова, 1980; Комплексный анализ...,1992; Строение..., 1996, Антонов и др., 1991, 1995, 2000].

Рассматриваемая в статье территория находится почти в центре Восточно-Европейской равнины (рис. 1). На севере она включает участок Валдайской, а на юге – Среднерусской возвышенностей. Ее центральную часть в субширотном направлении пересекает Клинско-Дмитровская гряда, разделяющая Верхневолжскую и Мещерскую низины. Неровная кровля коренных пород, слагающих эту территорию, хотя и перекрыта плащом четвертичных отложений разной мощности, находит отражение в современном рельефе. При средних значениях мощности четвертичных осадков в 20–40 м, для юга территории (Среднерусская возвышенность) характерны меньшие мощности, тогда как в пределах Валдайской возвышенности и, отчасти, Клинско-Дмитровской гряды мощность четвертичной (в основном моренной) толщи достигает 100–150м.

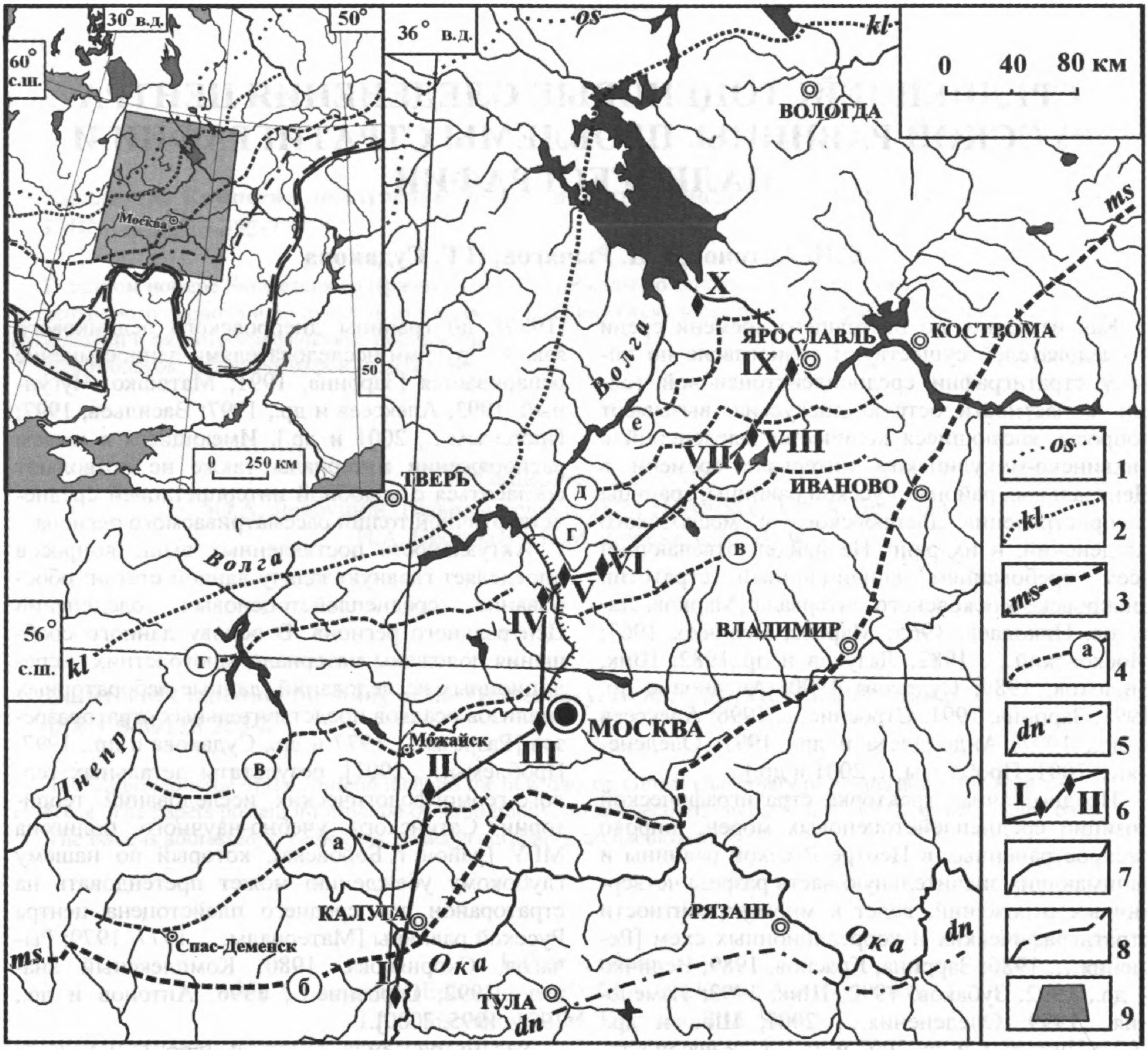


Рис. 1. Границы плейстоценовых оледенений в центре Русской равнины.

Границы оледенений: 1 – поздневалдайского (осташковского), 2 – ранневалдайского (калининского) 1 и 2 по Зарриной, Квасову, Краснову, [1965]; 3 – московского; 4 – краевые стадиальные и фазиальные образования московского оледенения (а – боровская; б – максимальная; в – можайская; г – шаховская-петровская (икшинская по Москвитину, [1967]), д – кимрско-ярославская, е – калязин-даниловская); 5 – днепровского по Величко и др., [2001]; 6 – линия корреляционного профиля, опорные стра-торайоны и разрезы (I – Чекалин, Бряньково, II – Сатино и окрестности (Боровск), III – Москва, IV – Спас-Каменский (Икша), V – Дмитров, VI – Кунья (Краснозаводск–Сергиев-Посад), VII – Черемошник, VIII – Шурскол (Ростов Великий), IX – Ярославль, Печегда (см. рис. 4), X – Рыбинск;. На карте-врезке: границы оледенений: 7 – днепровского по Маркову и др., [1965], 8 – донского по Величко и др., [2001]; 9 – территория исследования. Граница московского оледенения вне территории исследования дается по Зарриной, Квасову, Краснову [1965].

Максимальные мощности четвертичного покрова фиксируются в древних долинах Поволжья (до 200 м и более). Следует подчеркнуть, что значительная часть разреза здесь приходится на среднеплейстоценовые отложения.

По данным сопряженного палеогеографического анализа среднеплейстоценовый комплекс Центрального региона включает два самостоятельных ледниковых горизонта. Они прослеживаются во всех опорных разрезах. Рассмотрим строение среднечетвертичной толщи на примере упомянутого выше страторайона – Сатинского полигона (бассейн Средней Протвы). Здесь на территории площадью более 20 км^2 четвертичная

толща изучена более чем в 300 разрезах и скважинах, что позволило не только выделить два моренных среднечетвертичных комплекса, залегающих между отложениями лихвинской и микулинской эпох, но и определить «геометрию» этих образований, чего нельзя сделать, основываясь на данных даже самых представительных, но расположенных на значительных расстояниях друг от друга разрезов-стратотипов (рис. 2, 3). Древнейшими из четвертичных осадков в пределах полигона и смежных территорий являются аллювиальные и озерные отложения древней долинной сети, подстилающие породы нижнего (второго сверху) ледникового комплекса, представленные довольно мощной (до 30 м) песчано-алевритовой, реже песчано-гравийной пачкой. Выполняя древние долины, осадки этой толщи редко выходят на поверхность. Перекрывающие их породы нижнего ледникового горизонта широко распространены, как в пределах древних долин (на абс. отметках до 100 м), так и на дочетвертичных междуречьях (190 м и выше). На нижней морене с размывом залегают мощные (до 40 м) флювиогляциальные и озерно-аллювиальные отложения, представленные песками, алевритами, глинами, заполняющие древние долины и местами распространяющиеся на междуречья. Расположенный стратиграфически выше верхний ледниковый комплекс, состоящий здесь из двух стадиальных разностей, распространен в пределах междуречий практически повсеместно. В долинах осадки его не встречаются ниже абсолютных отметок 150–155 м. Мощность комплекса колеблется от первых метров на придолинных склонах до 20–40 м в пределах моренных гряд. Его отложения формируют современный рельеф междуречий.

Согласно спорово-пыльцевым данным, подморенные аллювиальные осадки, подстилающие второй от поверхности ледниковый комплекс, формировались в условиях умеренно теплого климата, становившегося со временем более прохладным. Согласно заключению З.В.Алешинской, характерная смена растительных сообществ, наблюдаемая в этой толще, позволяет отнести эти отложения к осадками второй половины лихвинского межледниковья [Комплексный..., 1992]. Это подтверждается и рядом радиотермолюминесцентных (РТЛ) датировок (316±80 – 390±80 тысяч лет назад (т. л. н.) [там же], совпадающих с возрастными рубежами доднепровской эпохи, датированными по Лихвинскому стратотипу [Каплин и др., 1975; Власов и др., 1981].

Залегающие на верхнем ледниковом комплексе озерно-болотные отложения, характеризуются теплым спорово-пыльцевым спектром: смена кульминаций древесных пород разных видов (ель, вяз, дуб, лещина, липа, граб, ель) является типичной для осадков микулинского межледниковья [Комплексный...,1992].

Стратиграфическая позиция нижнего (днепровского) ледникового горизонта имеет надежное биостратиграфическое обоснование в Чекалинском и Рыбинском страторазрезах, а также на р.Кунье (Загорская ГАЭС). Принципиальное значение для уточнения стратиграфической позиции на Рыбинском участке днепровской морены (четвертого от поверхности слоя) имеет лемминговая фауна, изученная А.К. Агаджаняном (1977–2001) в подморенном аллювии, относящаяся к тому же эволюционному уровню, что и у находок из подднепровских алевритов Чекалинского разреза. Тем самым подтверждается среднечетвертичный возраст вышележащих валунных суглинков обоих разрезов, и не согласуется с существующей точкой зрения о нижнеплейстоценовом возрасте этой морены в Рыбинском Поволжье [Проблемы..., 2001].

Важным в стратиграфическом и палеогеографическом отношении является сводный разрез глубокого котлована под Загорскую ГАЭС в долине р.Куньи на северо-восточной окраине Клинско-Дмитровской возвышенности, не получивший, к сожалению, достойного освещения в литературе. В 70-метровой многоступенчатой стенке карьера в едином разрезе сложно построенной четвертичной толщи прослеживаются три разновозрастные морены, разделенные аллювиальными и озерными песчано-глинистыми осадками [Лазуков и др., 1982; Судакова и др., 1997]. Так, по соотношению местных и экзотических компонентов верхняя, красная разность близка к московской морене, детально изученной в Подмосковье и Ярославском Поволжье, а нижележащая (средняя) коричневая – к днепровской. Важные уточнения в стратиграфическую позицию двух верхних моренных горизонтов вносит палинологический анализ подстилающих их озерных глин. По заключению Т.Д.Боярской [1983] во время их формирования произрастали широколиственные леса с участием темнохвойных пород, а также сосновые леса богатого видового состава. Богатство флоры, наличие некоторых реликтовых элементов, произрастание граба одновременно с пихтой, – указывают на принадлежность вмещающих отложений к лихвинскому горизонту. Таким образом, и здесь возраст двух вышележащих морен, определяемый по сумме геологических и спорово-пыльцевых данных, является среднеплейстоценовым.

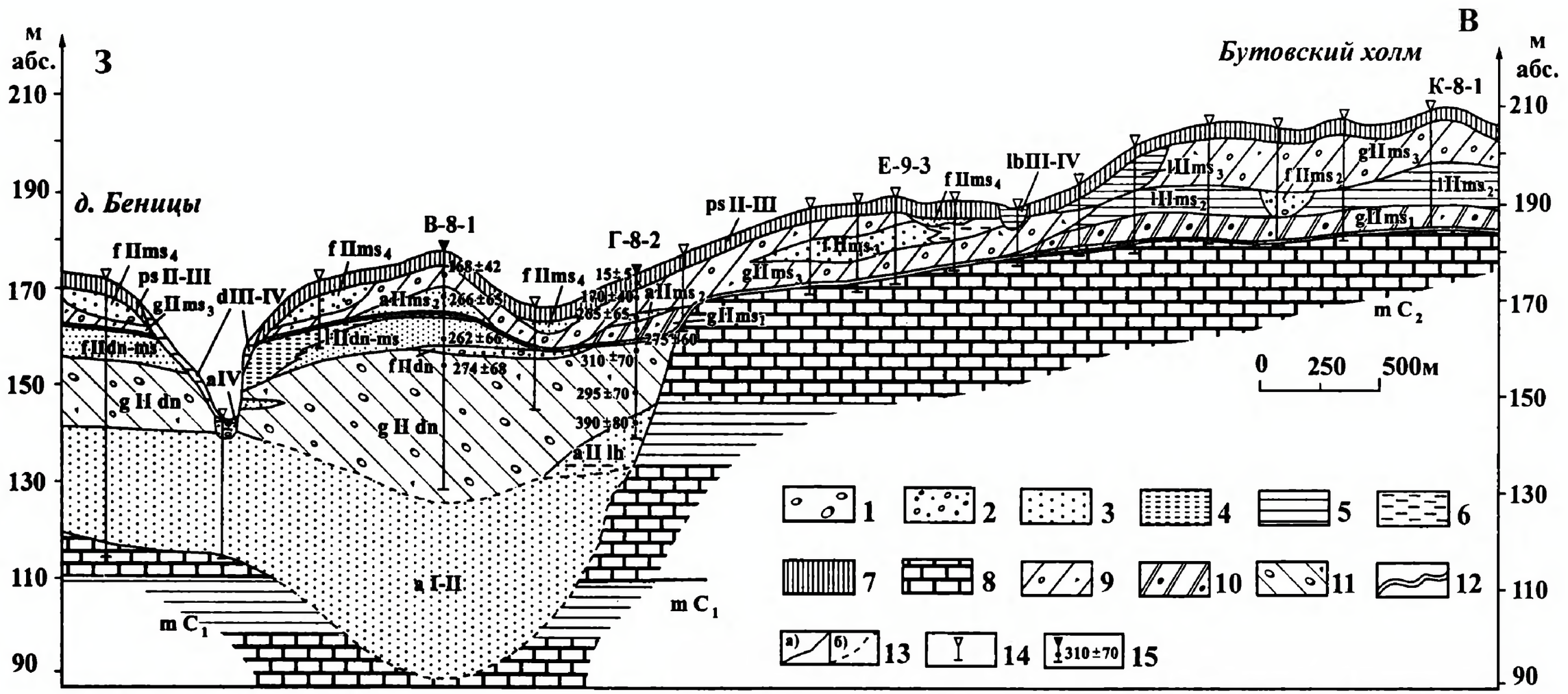


Рис. 2. Геологический профиль по правобережью р.Протвы в районе Сатинского полигона (6 км западнее г.Боровска).

1 – валуны, 2 – гравий и галька, 3 – песок, 4 – алеврит, 5 – глина, 6 – суглинок, 7 – суглинок лессовидный, 8 – известняк; валунные суглинки (морена): 9 – калужской стадии московского оледенения, 10 – боровской стадии московского оледенения, 11 – днепровского оледенения; 12 – подошва московского горизонта, 13 – геологические границы: а)достоверные, б)предполагаемые; 14 – буровые скважины, 15 – опорные разрезы и скважины с абсолютными (РТЛ) датировками (тыс. лет назад). Индексами обозначены отложения: aIV – голоценовые, аллювиальные; голоцен-позднеплейстоценовые (нерасчлененные): dIII-IV – делювиальные, lbIII-IV – озерно-болотные; позднесреднеплейстоценовые (нерасчлененные) psII-III – по-кровные; среднеплейстоценовые: позднемосковские, надморенные: aIIms$_4$ – аллювиальные, fIIms$_4$ – флювиогляциальные; fIIms$_3$, lIIms$_3$, gIIms$_3$ – позднемосковские, флювиогляциальные, озерные, гляциальные: aIIms$_2$, fIIms$_2$, lIIms$_2$, – среднемосковские, аллювиальные, флювиогляциальные, озерные; gIIms$_1$ – раннемосковские, гляциальные; fIIdn-ms, l IIdn-ms – днепровско-московские (нерасчлененные), флювиогляциальные, озерные; fIIdn, gIIdn – днепровские, флювиогляциальные, гляциальные; aII lh – лихвинские, аллювиальные: ранне- и среднеплейстоценовые (нерасчлененные) aI-II – аллювиальные; mC$_{1,2}$ – ранне- и среднекарбоновые, морские (границы литологических разностей условные).

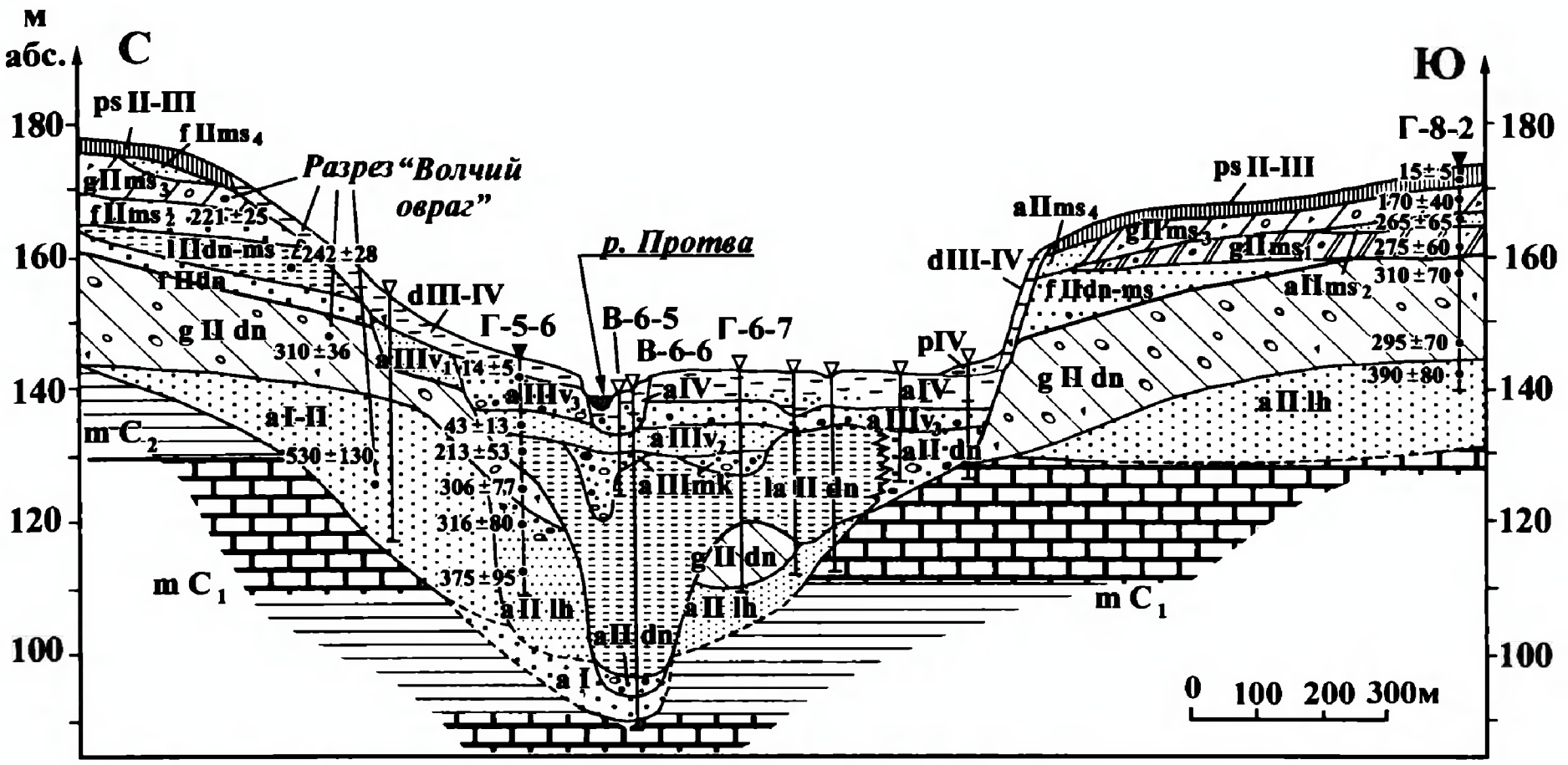


Рис. 3. Геологический профиль через долину р.Протвы (центр Сатинского полигона).

Условные обозначения см. рис. 2. Индексами обозначены отложения: pIV – голоценовые, пролювиальные; позднеплейстоценовые: aIIIv$_{1, 2, 3}$ – ранне-, средне- и поздневалдайские, аллювиальные; aIIImk – микулинские, аллювиальные; среднеплейстоцено-вые: laIIdn, aIIdn – днепровские, озерно-аллювиальные, аллювиальные; aI – раннеплейстоценовые аллювиальные. Прочие индексы см. рис. 2.

В известном разрезе Рублево-Строгино (Москва) лихвинские (по заключению В.Н.Сукачева) отложения залегают в подошве толщи, выше которой вскрываются два горизонта морен, четко различающиеся по минералогическому составу и ориентировке обломков.

Таким образом, рассматриваемые два моренных комплекса занимают четкое стратиграфическое положение между лихвинскими и микулинскими отложениями, т.е. оба относятся к среднему плейстоцену. Следует отметить, что ко времени формирования нижней морены приурочена кратковременная инверсия геомагнитного поля, имеющая важное стратиграфическое и корреляционное значение [Разрезы..., 1977; Проблемы..., 2001] (табл. 1, 2). Возраст отложений (по ТЛ-методу), фиксирующих это событие, был получен на Верхней Волге (281±31 т. л. н.), в Горном Алтае (266±30 т. л. н.) [Каплин и др., 1975].

Касаясь особенностей строения долины р.Протвы, следует отметить, что отложения нижнего ледникового комплекса кроются мощной серией озерных и аллювиальных осадков конца той же ледниковой эпохи, перекрытые сверху микулинским, а затем пачками валдайского и голоценового аллювия (рис. 3). Такое соотношение толщ, прослеженное нами в нескольких створах, в целом соответствует строению разрезов долин крупных рек центра Русской равнины [Строение..., 1996], что позволяет обоснованно отрицать раннеплейстоценовый (донской по С.М.Шику [1993]) возраст нижнего моренного комплекса. В противном случае (даже если в последующие похолодания территория не покрывалась ледниками), в долинах сформировалось бы не менее двух аккумулятивных серий с межледниковым и перигляциальным аллювием, в течение двух климатических циклов, разделяющих эпохи донского и среднеплейстоценового московского оледенений.

Таким образом, по сумме литостратиграфических, магнитостратиграфических и геохронологических[1] характеристик среднеплейстоценовый комплекс Центрального региона включает два самостоятельных ледниковых горизонта: днепровский (в интервале 310–250 т. л. н. и московский (в интервале 190–145 т. л. н.). С особым вниманием следует отнестись к факту большой суммарной длительности как обоих этих событий (более 150 т. л.), так и промежутка между ними (не менее 60 т. л.), что не позволяет «уместить» их в последнюю

[1] Для времени среднеплейстоценовых оледенений Русской равнины получено достаточно много (свыше 60) термолюминесцентных (ТЛ) датировок по Верхней Оке, Ярославскому Поволжью, Подмосковью, которые с известными ограничениями могут быть использованы в качестве корреляционных параметров (табл. 1, 2).

Таблица 1. Диагностические признаки среднеплейстоценовых морен бассейна р.Протвы (Сатинский полигон и окрестности)*

Ледниковые горизонты среднего плейстоцена	Моренные разности	Диагностические показатели (осредненные данные)										
		Мощность, м	ТЛ даты, тыс.лет назад	Особенности гранулометрического состава	Доля экзотических обломков, %	Преобладающая ориентировка обломков	Минералогическая формула	Доля Мт в глинистой фракции	ТМ	æ, $\cdot 10^{-6}$ ед. СГС	Содержание карбоновой пыльцы, зерен на 1г осадка	Геоморфологическая, приуроченность ледниковых горизонтов
Московский gIIms	ms_0	до10		Гравийно(20%)-песчанистая (49%), слабо (10%) глинистая	20–30	СЗ-ЮВ	Рги		+	>15	Единичная	Слагают вершины междуречий, подстилают осадки долинных зандров и III террас рек
	ms_1	5–10	168–221	Опесчаненная, завалуненная, слабоглинистая	20–30	СЗ-ЮВ	Рг	15	+			
	ms_2	3–5	275±60	Опесчаненная (60%), умеренно глинистая (до 15%)	10–20	ССЗ-ЮЮВ	Рги, рггл	20–25	+, ±		Десятки	Залегает на вершинах невысоких междуречий и в цоколях II и III террас рек
Днепровский gIIdn	dn_1	до5		Высокая опесчаненность (68%), обилие обломков, минимальная глинистость (до10%)	5–10	СВ-ЮЗ	гри	25–30	–	<15	Сотни и тысячи	Встречаются на междуречьях, вскрываются в цоколях террас, заполняют древние долины
	dn_2	10–20	275–310	Максимально алевритистая, сильно глинистая (до 17%)	2–7	ССЗ-ЮЮВ	СиСуРГ		–			
	dn_3	8–10	295±70	Наиболее глинистая (30–40%), максимум тонкой глины (25–30%)	0–4		ГлСуСи		–			Отмечается лишь в переуглублениях древних долин

*По материалам О.А.Куликова, Н.Г.Судаковой, Г.М.Немцовой, В.А.Большакова, З.В.Алешинской [Комплексный..., 1992].Условные сокращения: Р –роговая обманка, Г – гранат, И – ильменит, Си – сидерит, Су – сульфиды, Гл – глауконит, прописные буквы означают содержание > 20%, строчные – 10-20%; Мт – монтмориллонит; ТМ – термомагнитная реакция, æ – каппаметрия (магнитная восприимчивость).

Таблица 2. Критерии выделения среднеплейстоценовых морен Центра Русской равнины

Шкала абсолютного возраста, тысячи лет	Горизонты среднего плейстоцена	Диагностические показатели (осредненные данные)*							
		Геохронологические	Литологические					Магнитные	
		ТЛ даты, тыс. лет, и их количество	Гранулометрический показатель dмм/S_0	Минералогическая формула	Доля экзотов, %	Преобладающая ориентировка обломков	Объемный вес скелета грунта, г/см^3	ПМ	æ, n·10^{-6} ед. СГС
		1	2	3	4	5	6	7	8
135	Московский f, g IIms	152 – 221 ∑23	0,588 / 0,157	$P_{24}Г_{22}э_{11}$ ∑>400	30,5	СЗ–ЮВ	1,91	+ ∑130	20–26
190	Днепровско – московский a, l, f IIdn-ms	200 – 266 ∑10							
250	Днепровский lg, f, g IIdn	252 – 310 ∑24	0,462 / 0,121	$Г_{22}$ $P_{21}э_9$ ∑>300	24,5	СВ–ЮЗ, С–Ю	1,99	– ∑102	10–20
300	Чекалинский l,a II čk	318±33							
330	Калужский l II kž	324±35 336±41							
360	Лихвинский a,l II lh	371 – 453; ∑6							
430									

* Примечание: Диагностические показатели рассчитаны по данным: 1 – В.А.Ильичева, О.А.Куликова, Л.Т.Восковской; 2 – Н.Н.Кузьминой; 3 – Н.Г.Судаковой, 4 и 5 – С.С.Карпухина, С.П.Евдокимова; 6 – А.И.Введенской; 7 – В.И.Трухина; 8 – В.А.Большакова. Условные сокращения: Р – роговая обманка, Г – гранат, э – эпидот; цифры внизу означают содержание, %, ∑ – количество анализов; ПМ – палеомагнитные характеристики,(+ прямая намагниченность, – обратная намагниченность), æ – каппаметрия (магнитная восприимчивость).

треть среднего плейстоцена, как это следует из новых стратиграфических схем региона [Изменение..., 1999; Шик и др., 2002].

Продолжает оставаться предметом острой дискуссии палеогеографическая характеристика и стратиграфический ранг днепровско-московского интервала. Относящаяся к этой эпохе одна из ТЛ датировок выполнена для аллювиальных отложений, с размывом залегающих на днепровской морене у г. Чекалин, составляет 227±28 т. л. н. По геоморфологическим и литостратиграфическим признакам эта аллювиальная свита отнесена к днепровско-московскому этапу, хотя и не получила климатостратиграфического обоснования. Общий геохронологический объем днепровско-московского межледниковья (мегаинтерстадиала?) определяется главным образом по ТЛ-датировкам днепровской и московской морен Русской равнины (от 266 до 200 т. л. н., см. табл. 2).

В бассейне Средней Протвы днепровская и московская морены отделены друг от друга мощной толщей флювиогляциальных и озерно-аллювиальных отложений, которая накопилась после глубокого эрозионного вреза, имевшего место вслед за отступанием днепровского ледника. Подошва межморенной толщи прослеживается на абсолютных отметках 100–105 м (а местами и ниже), т.е. на 30–35м ниже современного уреза р.Протвы. Полученные абсолютные датировки из озерных алевритов, слагающих эту толщу (213±53 и 242±28 т. л. н.) по геохронологической шкале соответствуют днепровско-московскому интервалу времени. Межморенные отложения характеризуются спорово-пыльцевыми спектрами, соответ-

ствующими условиям более прохладным и влажным, чем современные [Комплексный..., 1992, Строение..., 1996].

Большое место в наших исследованиях по стратиграфии среднего плейстоцена занимает изучение закономерностей ледникового литогенеза Русской равнины, позволяющих диагностировать и проводить корреляцию разновозрастных ледниковых комплексов, реконструировать ледниковую ритмику, воссоздавать структуру, динамику и границы распространения ледниковых покровов. В соответствии с теоретическими положениями ледникового литогенеза [Рухина, 1973; Асеев, 1974; Лаврушин, 1976 и др.], а также руководствуясь разработанными принципами и критериями комплексного литологического анализа, нами систематизирован обширный репрезентативный материал по вещественному составу морен (см. табл. 1, 2).

Для морен центрального региона установлены пространственные закономерности изменчивости минералогического состава: зональные (субмеридиональные), секторные (субширотные), и провинциальные (местные), согласующиеся с разнообразием факторов ледникового литогенеза; соотношением и составом питающих провинций в связи с особенностями радиальной структуры ледниковых потоков, с характером подстилающего рельефа [Судакова, 1990]. Установленные закономерности пространственной изменчивости вещественного состава ледниковых отложений позволили внести существенные коррективы в палеогляциологические построения, что учитывлось нами при корреляции ледниковых горизонтов (рис. 4).

В дополнение к вышесказанному отметим, что сравнительный литологический анализ разновозрастных морен в опорных разрезах свидетельствует о необратимой эволюции их состава в связи с ослабевающим со временем влиянием подстилающего субстрата и ростом доли эрратических компонентов. Повсеместно наблюдаемое поступательное развитие минералогических спектров – один из критериев литолого-стратиграфического расчленения ледникового комплекса, что учитывалось нами при выделении двух самостоятельных оледенений среднечетвертичного возраста.

Тщательный литолого-минералогический анализ среднеплейстоценовых морен на обширной территории Центральной России выявил радикальные различия вещественного состава морен днепровского и московского возраста (табл. 2). Днепровской морене, более глинистой, плотной и, как правило, коричневой по цвету свойственна доминирующая ильменит-гранатовая ассоциация минералов при значительном участии эпидота и сокращенных содержаниях роговой обманки (в среднем менее 20%). Среди обломочных включений преобладают осадочные палеозойские и мезозойские породы, на долю изверженных приходится не более 25%. Характерным диагностическим признаком этой морены служит ориентировка заключенных в ней обломков, указывающая на юго-западное и южное господствующие направления движения ледниковых потоков.

Основное отличие минералогического состава московской, более опесчаненной и преимущественно красной по цвету морены, состоит в том, что в ней меньше эпидота и граната, но значительно больше руководящего фенноскандинавского минерала – роговой обманки, содержание которой достигает 25–30% и более. Руководящая ассоциация московской морены определяется как эпидот–гранат–роговообманковая. В петрографическом спектре этого моренного комплекса больше изверженных пород скандинавского происхождения (см. табл. 2). Такой трансформированный состав согласуется с повсеместно установленным юго-восточным направлением движения ледниковых потоков из Скандинавского центра оледенения. На всей территории средней полосы России генеральное направление движения московского ледника имеет юго-восточный азимут, резко отличаясь от юго-западного азимута днепровского. Эти данные подтверждаются и материалами детально изученной территории Сатинского полигона (см. табл. 1).

Следует отметить, что днепровская и московская морены центральных районов хорошо коррелируются по основным показателям состава с печорской и вычегодской моренами Северо-Востока Русской равнины [Андреичева и др., 1997].

К сказанному следует добавить кардинальное изменение рельефа в предмосковское время и перестройку речной сети в послемосковскую эпоху.

Таким образом, целый ряд фактов: следы перестройки долинной сети, различия в структуре и динамике ледниковых образований, формирование довольно мощной (до 40 м) межморенной толщи и, наконец, большое количество данных абсолютной геохронологии позволяют с уверенностью говорить о значительном интервале времени, разделяющем две ледниковые эпохи, а значит о самостоятельности днепровского и московского оледенений.

В пользу этого утверждения свидетельствует и такой важный факт как различие рельефа террито-

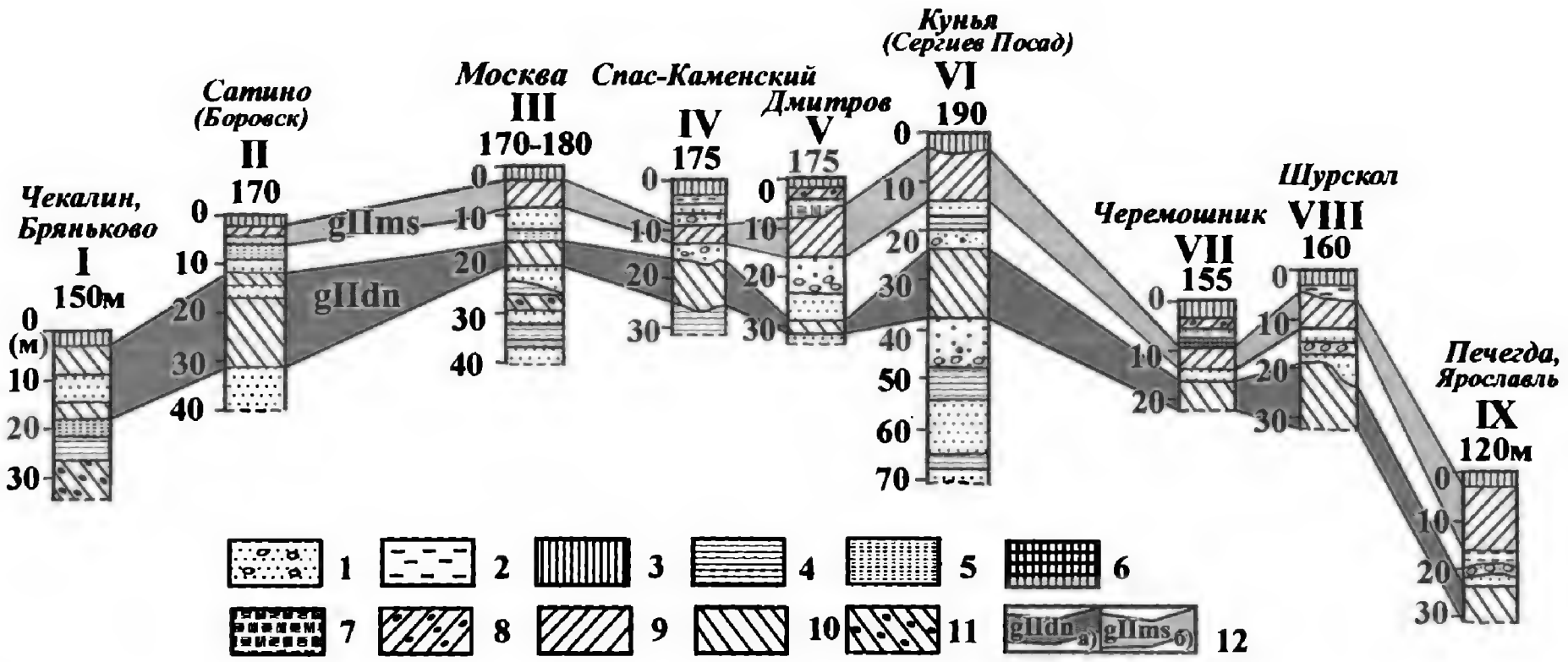


Рис. 4. Сопоставление ледниковых горизонтов по линии Верхняя Ока – Ярославс-кое Поволжье.

1 – песок с галькой, 2 – суглинок, 3 – суглинок лессовидный, 4 – глина, 5 – алеврит, 6 – гиттия, 7 – торф. Моренные суглинки: 8 – калининский, 9 – московский, 10 – днепровский, 11 – окский, 12 – корреляция ледниковых горизонтов: а) днепровского, б) московского.

рий, покрывавшихся московским и днепровским ледниками. Как известно, рельеф является самым консервативным элементом географического ландшафта. И с этой точки зрения, территория, покрывавшаяся московским ледником, характеризующаяся значительным развитием холмисто-западинного моренного рельефа, резко контрастирует с территорией, занимавшейся днепровским оледенением, для которой типичен эрозионно-денудационный рельеф. По облику рельефа территория в пределах распространения московского оледенения ближе к рельефу областей валдайской ледниковой зоны. Рельеф же областей днепровского оледенения практически ничем не отличается от рельефа территорий, не подвергавшихся оледенениям.

Основополагающим фактором формирования вещественного состава ледниковых отложений является потоковая структура и динамика ледникового покрова, контролирующие сбалансированное влияние питающих провинций трех классов: удаленных, транзитных, местных. В этой связи расшифровка радиальной структуры ледниковых покровов имеет не только палеогеографическое, но и корреляционное значение.

Анализ реконструкций потоковой структуры среднеплейстоценовых ледниковых покровов [Андреичева и др., 1997] вскрыл существенные различия, свойственные моренам днепровского и московского оледенения на больших площадях Центра и Севера Русской равнины. Прежде всего выявились: разнонаправленность движения разновозрастных ледниковых потоков, неодинаковая роль центров оледенений и «освоение» различных удаленных и транзитных питающих провинций, что и определило контрастные литологические характеристики соответствующих моренных горизонтов. Так, в составе обломков днепровской (печорской) морены Северо-Востока присутствуют осадочные и метаморфические породы пайхой-уральско-новоземельского происхождения. В мелкопесчаной фракции велико содержание эпидота и рудных минералов, характерных для северо-восточной питающей провинции [Андреичева и др., 1997].

К настоящему времени наиболее детально воссоздан структурный план московского ледникового покрова, продвигавшегося в центральные районы из Скандинавии около 190 т. л. н. Накопленные данные указывают на резкую перестройку его структуры и динамики по сравнению с днепровским оледенением. В отличие от днепровской, в московской морене от Прибалтики до максимальной границы оледенения установлена устойчивая ориентировка обломочных включений, указывающих на доминирующий юго-восточный азимут движения льда в это время. Таким образом, и с этих позиций не вызывает сомнения точка зрения о самостоятельности днепровского и московского оледенений.

Острую полемику вызывает реконструкция границ распространения разновозрастных ледниковых покровов на Русской равнине (см. рис. 1). В отношении средне- и позднеплейстоценовых оледенений хорошо известные геоморфологические, стратиграфические и литологические данные разными исследователями интерпретируются неоднозначно, в соответствии с их концептуальными воззрениями

[Оледенения..., 2001]. В настоящее время наметились реальные предпосылки для решения и этого дискуссионного вопроса.

На основе обобщения полученного по единой методике материала по составу морен и динамике ледниковых покровов появилась возможность пространственной корреляции моренных горизонтов. С использованием геологических, геоморфологических и палеогеографических критериев нами проведена последовательная корреляция маркирующих горизонтов днепровской и московской морен в субширотном и субмеридиональных направлениях в соответствии с пространственно выдержанными диагностическими особенностями каждой морены. Основой для сопоставлений послужили десять всесторонне изученных опорных страторайонов, вобравших в себя десятки и сотни конкретных разрезов и скважин.

Маркирующие горизонты днепровской и московской морен уверенно прослежены от Верхней Оки до Рыбинско-Ярославского Поволжья (рис. 4), а их среднеплейстоценовое стратиграфическое положение в стратотипических разрезах подтверждено териофауной, и спорово-пыльцевыми данными (см. выше).

Большое, если не главное значение для суждения о границах распространения среднеплейстоценовых оледенений имеет рельеф, на что уже указывалось выше. Приведем лишь один пример. На правом берегу р,Оки (напротив г.Калуги) наблюдается хорошо сохранившийся холмисто-западинный рельеф, сложенный верхней, (красно-бурой) московской мореной. При движении на юг и восток (в сторону Перемышля и Дугны) холмисто-западинный рельеф московского возраста по резкой границе сменяется эрозионно-денудационным. На этом рубеже верхняя (московская) морена выклинивается, а нижняя (днепровская) прослеживается далее на юг и восток. Следует отметить, что граница распространения московского оледенения является не только границей различных типов рельефа, она является ландшафтной границей, о чем мы писали ранее [Антонов и др., 1991, 1995]. В пользу высказанной выше точки зрения (о бульшей площади днепровского оледенения) свидетельствуют данные об одновозрастности нижней морены Центральных районов и морены в пределах днепровского языка Украины [Матошко, Чугунный, 1993].

Граница московского оледенения проводится наиболее надежно, как лучше обеспеченная фактическим материалом и хорошо выраженная в рельефе (см. рис. 1), что позволяет также прослеживать и ее стадиальные краевые образования.

На основе вышеизложенного можно сделать следующие выводы.

1. В Центральных районах Русской равнины в среднем плейстоцене по сумме геологических, геоморфологических, литостратиграфических и биостратиграфических данных под контролем палеомагнитных и геохронологических показателей уверенно выделяются два ледниковых горизонта: днепровский и московский.
2. Различие состава морен этих горизонтов, обусловленное перестройкой потоковой структуры и режима ледниковых покровов, позволяет утверждать, что эти горизонты отвечают двум самостоятельным оледенениям, разделенным длительным временным интервалом. Об этом же свидетельствует резкое различие рельефа территорий, покрывавшихся указанными ледниками.
3. По ключевым разрезам (Чекалин, Сатинский полигон (г.Боровск), Москва (Строгино), Кунья (Клинско-Дмитровская возвышенность), Рыбинск и др.) получены биостратиграфические доказательства среднеплейстоценового возраста этих морен.
4. Детальное изучение долинного комплекса р.Протвы свидетельствует об отсутствии в его составе эрозионных врезов с межледниковыми (мучкапскими, лихвинскими) и перигляциальными осадками выше второго (днепровского) ледникового горизонта, что исключает его раннеплейстоценовый возраст.
5. Днепровский ледниковый покров превосходил по площади московский.

Исходя из целевого назначения статьи, мы не останавливаемся на ряде других сложных, отчасти нерешенных, вопросов, связанных с палеогеографией среднего плейстоцена. К числу таких вопросов относится, например, отмеченные нами [Судакова, 1975] следы значительного калужского похолодания (возможно оледенения) в днепровской части Чекалинского разреза, находящиеся стратиграфически выше оптимума лихвинского межледниковья.

Не рассматривается нами в данном сообщении сложная, не до конца еще обоснованная палеоритмика эпохи московского оледенения, выражающаяся в строении ледникового комплекса, границах распространения отдельных стадиальных и фазиальных краевых образований и др. Эти вопросы рассматривалось нами ранее [Антонов и др., 2000].

Аргументированные с помощью независимых методов выводы о развитии ледниковых событий

среднего плейстоцена могут служить основанием для внесения дополнений и уточнений в рабочую стратиграфическую схему Центрального региона – выделение в составе среднего плейстоцена разновозрастных, самостоятельных ледниковых горизонтов: днепровского и московского.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 02-05-64879.

Литература

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В., Лаврушин Ю.А., Хютт Г.И., Якименко Е.Ю. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С.15–24.

Андреичева Л.Н., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. Среднеплейстоценовые морены Севера и Центра Русской равнины.– Екатеринбург, 1997. 83 с.

Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. К вопросу о стратиграфии среднего плейстоцена Подмосковья // Вестн. МГУ. Сер. геогр. №6. 1991. С. 24–31.

Антонов С.И., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Пространственно-временная корреляция палеогеографических событий плейстоцена в разновозрастных ледниковых зонах по профилю Верхняя Волга – Верхняя Ока //Корреляция палеогеографических событий: материк–шельф–океан. М.: Изд. Моск. Ун-та, 1995. С.151–157.

Антонов С.И., Малаева Е.М., Рычагов Г.И., Судакова Н.Г. Климатостратиграфические подразделения московского горизонта юго-западного Подмосковья // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. № 3. С.100–112.

Асеев А.А. Древние материковые оледенения Европы. М.: Недра, 1974. 319 с.

Боярская Т.Д., Немцова Г.М., Судакова Н.Г. К стратиграфии и палеогеографии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности (разрез на р.Кунье) //Природа–население–хозяйство.– Саранск, 1983. С.61–64.

Васильев Ю.М. Принципиальная схема стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена страторегиона Подмосковья и Центральной России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 40–46.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляция лессово-почвенной формации Русской равнины //Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы.– М.: ИГ РАН, 1992. С.115–140.

Власов В.К., Карпов Н.А., Куликов О.А., Судакова Н.Г. Определение возраста плейстоценовых отложений ледниковых районов радиотермолюминесцентным (РТЛ) методом //Вестн. МГУ, сер. геогр. 1981. № 6. С. 110–113.

Заррина Е.П., Квасов Д.Д., Краснов И.И. Схематическая карта поясов краевых образований и позднечетвертичных приледниковых озер Европейской части СССР и прилегающих зарубежных территорий. М-б 1:2500000, ГУГК, 1965.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов Европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187с.

Заррина Е.П., Краснов И.И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Восточно-Европейской платформы и проблемы составления общесоюзной схемы //Четвертичный период: стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 21–27.

Зубаков В.А. Ледниково-межледниковые циклы плейстоцена Русской и Сибирской равнин в пыльцевых диаграммах. Спб.: Госгидролог. Ин-т, 1992, 122с.

Изменения климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет /под ред. А.А.Величко – М.: ГЕОС, 1999. 260 с.

Каплин П.А., Свиточ А.А., Судакова Н.Г. Периодизация и хронология плейстоцена на территории СССР //Вестн. МГУ, сер. геогр. 1975. № 3. С. 3–9.

Комплексный анализ среднечетвертичных отложений Сатинского учебного полигона /под ред. Г.И. Рычагова и С.И. Антонова.– М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1992. 128 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М., 1976. 237 с.

Лазуков Г.И., Судакова Н.Г., Фаустов С.С. Анализ ледниковых отложений Клинско-Дмитровской возвышенности в связи с проблемами стратиграфии и палеогеографии //Новейшая тектоника, новейшие отложения, человек. М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1982. С. 86–100.

Марков К.К., Лазуков Г.И., Николаев В.А. Четвертичный период, т. I, М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1965. 371 с.

Марков К.К., Величко А.А. Четвертичный период, т. III, М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1967. 440 с.

Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы.– Деп. ВИНИТИ, в. 2, № 1124, 1977. 54 с.

Материалы географических исследований Сатинского учебного полигона и смежных территорий в бассейне Средней Протвы.– Деп. ВИНИТИ, в. 3, № 1893, 1979. 197 с.

Матошко А.В., Чугунный Ю.Г. Днепровское оледенение территории Украины.– Киев: Наукова думка, 1993. 191 с.

Москвитин А.И. Стратиграфия плейстоцена на Европейской части СССР.– Тр. ГИН АН СССР, вып. 156, 1967. 236 с.

Московский ледниковый покров Восточной Европы. М.: Наука, 1982, 235 с.

Николаев С.Д., Писарева В.В., Судакова Н.Г. Ледниковая ритмика плейстоцена //Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2003. Т. 11, № 1. С. 96–110.

Оледенения среднего плейстоцена Восточной Европы /отв. ред. А.А.Величко, С.М.Шик. – М.: ГЕОС, 2001. 160 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья / отв. ред. Ю.А.Лаврушин, И.А.Чистякова.– М.: ГЕОС, 2001. 159 с.

Разрезы отложений ледниковых районов Центра Русской равнины /под ред. К.К.Маркова.– М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1977. 198 с.

Решение второго межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы.– Л.: ВСЕГЕИ, МСК, 1986. 156 с.

Рухина Е.В. Литология ледниковых отложений. М.: Недра, 1973. 176 с.

Рычагов Г.И., Скорнякова Л.А. Геоморфологическое строение и история развития рельефа // Комплексная географическая практика в Подмосковье. М.: Изд. Моск. ун-та, 1980. С. 21–59.

Строение и история развития долины р.Протвы /под ред. Г.И.Рычагова и С.И. Антонова.– М.: Изд-во Моск. Ун-та, 1996. 129 с.

Судакова Н.Г. Новое о Лихвинском стратотипе // ДАН СССР, 1975. Т. 221, № 1. С. 168–171.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза.– М.: Изд. Моск. Ун-та, 1990. 160 с.

Судакова Н.Г., Введенская А.И. Восковская Л.Т., Писарева В.В. Проблемы стратиграфии плейстоцена Клинско-Дмитровской возвышенности //Четвертичная геология и палеогеография России.– М.,: ГЕОС, 1997. С. 171–180.

Шик С.М. Климатическая ритмика в плейстоцене Восточно-Европейской платформы //Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1993. № 4. С. 105–109.

Шик С.М., Бирюков И.П. Стратиграфия нижнего и среднего плейстоцена Центральных районов европейской территории СССР //Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 27–35.

Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. О проекте межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Восточно-Европейской платформы и совершенствовании региональных стратиграфических схем // Третье Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. Материалы. Смоленск, 2002. С. 125–129.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

ВОЗРАСТ УСТЬ-НЕРСКИХ СЛОЕВ И ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ ЧЕРСКОГО

Ю.И. Гольдфарб

Континентальный этап развития структур горной системы Черского, начавшийся в позднем мелу, привел к формированию неоген-четвертичных рыхлых образований. Последние прерывистым чехлом покрывают склоны и междуречья, заполняют широкие долины, большинство наложенных впадин и палеовпадин. Эти отложения редко обнажены, но во многих местах вскрыты и в той или иной мере изучены при геологических исследованиях, разведке и разработке недр. С ними связаны главные месторождения полезных ископаемых – россыпи золота.

Стратиграфия позднекайнозойских отложений региона отражена в производственных и тематических отчетах, легендах геологических карт, в публикациях, решениях совещаний. Однако многие общие и частные вопросы остаются нерешенными в связи с несовершенством самой методика исследований. Обычно применяется очень ограниченный набор методов, чаще всего лишь один палинологический, результаты которого используются далеко не критически. Геолого-геоморфологической представительности и увязке разрезов уделяется недостаточно внимания. Стратотипическими считаются далеко не полные, не увязанные между собой, порой случайные единичные разрезы. В результате выводы о возрасте осадков не удовлетворяет условиям построения надежных стратиграфических схем, геологических карт и, в первую очередь, составляемой сейчас новой серии карт масштаба 1:200 000.

Яркой иллюстрацией сказанному являются вопрос о возрасте усть-нерских слоев, широко развитых в верхнем течении Индигирки. Попытка решить эту дискуссионную проблему и на ее примере обосновать принципы комплексного исследования стратотипических районов, как основу стратиграфического изучения позднекайнозойских отложений горной системы Черского, и составляет предмет данной статьи.

Благодарю А.А. Калинина, Р.А. Баскович, Т.И. Капранову, В.Е. Терехову, Ю.П. Баранову, В.Н. Орлянкина, З.М. Полосухину, В.В. Заморуева, Г.А. Постоленко, А.В. Ложкина, Г.Г. Карташову, О.В. Гриненко, Л.П. Жарикову, А.В. Коробицына, В.Б. Спектора, О.Г. Эпштейна, – поделившихся результатами своих наблюдений и размышлений, обсуждавших мои предварительные выводы и своими замечаниями оказавших большую помощь в их изложении и обосновании. Склоняюсь перед светлой памятью Алексея Петровича Васьковского и Маргариты Павловны Гричук. Ими многое сделано для познания возраста рыхлых отложений Усть-Нерского разреза, района, всего региона. При обсуждениях с ними путей применения палеоботанических данных для стратиграфии позднекайнозойских отложений и возникли мои представления о совершенствовании методики исследований.

Характеристика усть-нерских слоев как стратотипа усть-нерского и парастратотипа кюрбеляхского горизонтов горных районов верховьев Индигирки и Колымы включена в рабочие и унифицированные стратиграфические схемы Северо-Востока СССР, России, Якутии. Однако возраст усть-нерских слоев и одноименного горизонта определяется крайне неоднозначно: нижняя часть верхнего плейстоцена [Васьковский, 1959; Геология СССР, 1970; Ложкин,1970; Гольдфарб, Ложкин,1975], нижняя часть среднего плейстоцена [Гричук, 1979; Решения..., 1987], нижний плиоцен [Гриненко и др., 1989; Палеоген и неоген..., 1998], нижний-средний плиоцен или верхи среднего (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга I, IV).

Опорный разрез усть-нерских слоев расположен у поселка Усть-Нера – центра Оймяконского района республики Саха (Якутия). В последнее время к этому разрезу добавился еще один – Балханский, также находящийся в бассейне Индигирки и отстоящий от первого на 100 км.

Усть-Нерский разрез многократно изучался в карьере стройматериалов «Нерский». Последний находится на 30–40-метровой левой террасе реки Нера (у впадения ее в Индигирку), где мощность рыхлых отложений предположительно более 50 м. В карьере обнажена приблизительно треть осадочной толщи; нижние почти две трети этого вскрытого разреза составляют усть-нерские слои.

При изучении Усть-Нерского разреза помимо традиционного палинологического использовались литологический, минералогический, термолюминесцентный, радиоуглеродный и карпологический методы. Однако в трактовке результатов все они опираются в основном на палинологические данные.

Вначале, в 1953–59 гг., в Усть-Нерском разрезе Р.А. Баскович были определены спорово-пыльцевые комплексы (СПК) елово-сосново-лиственничных лесов, а А.П. Васьковским – шишки четырех видов хвойных растений: *Larix sibirica Ldb.* (преобладает), *L. dahurica Turcz.* (единично), *Picea obovata Ldb., Pinus silvestris L.*, что позволило выделить учуро-киренский палеофлористический комплекс, руководящий для усть-нерского межледникового горизонта начала позднего плейстоцена [Васьковский, 1959; Геология СССР, 1970].

Позже в расчистке того же карьера глубиной 19,25 м к усть-нерскому горизонту были отнесены вскрытые в интервале глубин 5,25–19,25 м супеси с прослоями песка, торфа и галечники, включающие слой валунника. По составу СПК выделен климатический оптимум (9,0–15,5 м), где определены споры и пыльца: *Botrychium virginianum, B. lanceolatum, Polypodium vulgare, Selaginella selaginoides, S. sanguinolenta, Corylus cf. manschurica, Nuphar, Grossularia burejensis, Rhododendron cf. kamtschaticum, Circaea alpina, Elaeagnus cf. umbellate, Picea ex sect. Omorica, P. ex sect. Eupicea, Alnus, Cryptogramma raddeana, Lycopodium complanatum, L. clavatum, L. obscurum* и др., – всего 38 таксонов (68%), экзотических для современной флоры района [Гричук,1979]. На основании ареалограммы этой флоры, ее размещения в хронологическом ряду ископаемых флор, карпологических определений новых видов хвойных растений *Larix gracilis Gritsch.* и *Pinus longipelta Gritsch.* и результатов термолюминесцентного анализа усть-нерский горизонт был сопоставлен с лихвинским горизонтом Европейской шкалы и отнесен к началу среднего плейстоцена [Гричук, 1979; Решения..., 1987]. Вышележащий слой (мощность 3,75 м) галечников с гранитными валунами, СПК которого отражают флору и растительность, сходные с современными, отнесен к оптимуму первого позднеплейстоценового межледниковья. Самый верхний слой (1,0 м) супесей с тонкими прослоями гравия отлагался в условиях сурового климата, на что указывает 75–80% пыльцы травянистых растений в СПК этого слоя [Гричук, 1979].

Последний раз Усть-Нерский разрез изучался при геологической съемке м-ба 1:50 000. Согласно отчета (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга I) в расчистке № 30 разрез имеет (с минимальными по форме авторскими корректировами) следующее строение (сверху вниз):

1. *0–1,4 (мощность 1,4)м.* Пески глинистые (50% всего объема) с угловато-окатанной мелкой галькой терригенных пород (10%) и валунами (до 1м) гранитов (40%).
2. *1,4–1,8 (0,4) м.* Суглинки бурые неясно-слоистые с линзочками гравия.
3. *1,8–5,1 (3,3) м.* Валуны (0,1–0,5 м) гранитов (70%) и песчаников (10%); угловатая и угловато-окатанная галька терригенных пород (10%); пески глинистые (10%). Слюдистая минеральная ассоциация; коэффициент устойчивости минералов (КУМ) = 0,25 (минимальный во всем исследованном районе).
4. *5,1–5,8 (0,7) м.* Суглинки с редкими гальками терригенных пород и валунами гранитов.
5. *5,8–7,5 (1,7) м.* Пески косослоистые мелко- и среднезернистые серые и ржаво-бурые; прослои (до 0,2 м) и линзы суглинков, обогащенных древесными остатками.
6. *7,5–13,5 (6,0) м.* Галечники горизонтально слоистые, хорошо сортированные. Гальки (70%) терригенных (70%) и дайковых (30%) пород (риолиты, андезиты, диориты) преимущественно уплощенно-окатанные; валуны (10%) – в основном в середине слоя; песок (20%) средне- и крупнозернистый. В верхней части слоя линза, обогащенная древесными остатками, с шишками *Larix cf. sibirica, Picea cf. obovata.* В нижней части слоя ильменит-пироксен-слюдистая минеральная ассоциация с большой долей неустойчивых минералов – КУМ = 0,7.

Анализ 16 проб из этого разреза позволил палинологу Н.Т. Бакулиной (ЦКТЭ ПГО «Якутскгеология») выделить следующие шесть типов спорово-пыльцевых комплексов – (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV).

1. *Шестой тип СПК.* В самой верхней пробе № 1/2 преобладает пыльца древесно-кустарниковых растений (56,2%): ольховника (26%), кустарниковых (12%) и древовидных берез (13%); встречены единичные пыльцевые зерна ольхи, ивы, лиственницы, кедрового стланика. В группе недревесных (37,4%) отмечена пыльца полыней (16%) и вересковых (9%). Споры (10%): кочедыжниковые папоротники, сфагновые мхи, зеленые мхи. Возраст определен как, скорее всего, голоценовый.

2. *Пятый тип СПК.* В пробах №№ 1/3-в и 1/2-б из «отложений щебня с песками и суглинками» доминирует (78–84%) пыльца травянистых растений – полыней (37–40%), злаковых (19–30%), гвоздичных (4–7%). Среди спор (4–17%) – зеленые мхи (2–7%) и плаунок сибирский (1–5%). Пыльца древесно-кустарниковых растений (4–12%) представлена в основном кустарниковыми

березами и единично – ивой, ольховником, кедровым стлаником, лиственницей. Этот тип СПК отнесен к безлесной или горной растительности периода максимального похолодания климата в позднем плейстоцене.

3. *Четвертый тип СПК.* В пробе № 1/3-а из валунно-галечных отложений при равенстве (по 44%) пыльцевых зерен древесно-кустарниковых и недревесных растений, согласно *Заключению*, сочетаются элементы позднеплиоценовой (*Tsuga canadensis, Juglandaceae, Corylus, Alnus,* некоторые виды берез, сосен, сфагновых мхов, *Polypodium vulgare* и др.) и плейстоценовой флоры (15% пыльцы злаковых, 10% – полыней и др.). Этот тип СПК определен как, вероятно, смешанный. Возраст – плейстоцен, не точнее.

4. *Третий тип СПК.* В пробах №№ 1/4-б, 1/4-а, 1/8-б в интервале глубин 5,2–5,5 м больше всего пыльцы хвойных (51–54%): сосен подродов *Haploxylon* (7–35%) и *Diploxylon* (3–28%), елей (3–14%), лиственниц (0,3–4%), кедрового стланика (0,1–1,3%). Встречена также пыльца кустарниковых (1–7%) и крупных берез (0,6–3%), ольховника (1–4%) и единично – *Abies sp., Elaeagnaceae gen.sp., Diervilla sp.* Среди спор (17–41%) – сфагновые мхи, кочедыжниковые папоротники, зеленые мхи и единично – *Osmunda sp., Polypodium vulgare, P. virginianum.*

5. *Второй тип СПК.* В интервале глубин 6–8 м в двух пробах обнаружены единичные микрозерна, а в трех пробах №№ 1/5, 1/4, 1/4-в найдено по 100–200 микрозерен, в основном спор зеленых мхов (20–93%), кочедыжниковых папоротников (20%), сфагновых мхов (10%).

6. *Первый тип СПК.* В пробах №№ 30/7, 1/6, 1/5 из галечников в нижней части разреза доминирующая (62–70%) древесно-кустарниковая группа представлена в основном пыльцой хвойных: сосен подродов *Haploxylon* (15–16%) и *Diploxylon* (12–14%), *Pinus pumila* (1–10%), елей секций *Omorica* и *Eupicea* (6–16%), *Larix* (0,6–11%), а также кустарниковых (3–13%) и древовидных берез (1–5%), ивы (2–10%), ольховника (1–8%); присутствуют единичные пыльцевые зерна *Abies, Alnus, Corylus, Juglans, Ulmus, Elaeagnaceae gen.sp.* Среди спор (17–22%) преобладают сфагновые мхи (несколько видов), меньше кочедыжниковых папоротников, включая *Polypodium vulgare, P. virginianum*; в одной пробе определена спора бугорчатых папоротников *Filicales* «явно плиоценового происхождения». Меньше (13–17%) пыльцы недревесных: злаковые (1,5–11%), верескоцветные (1–4%).

СПК первого, второго и третьего типов объединены в одну группу и названы более бедными, чем миоценовые, из-за отсутствия в них пыльцы тсуги, ряда широколиственных и, наоборот, большого числа пыльцы лиственниц и травянистых растений. Они сопоставлены с СПК бегуновского горизонта низовьев Колымы и на этом основании отнесены к нижнему-среднему плиоцену. Монодоминантные зеленомошниковые ассоциации (второй тип СПК) признаны обычными для озерных отложений плиоценового и плейстоценового возраста.

По этим и дополнительным данным устьнерские слои позднее были датированы Н.Т. Бакулиной и В.Б. Спектором нижним плиоценом [Гриненко и др.,1989; Палеоген и неоген…, 1998].

Балханский разрез расположен в долине ручья Балхан, правого притока ручья Бадран, правого притока речки Большой Селерикан, впадающей в реку Эльги близ впадения той в Индигирку. В долинах ручьев Бадран и Балхан отработаны россыпи золота. При подземной отработке россыпи на ручье Балхан в 1968 г. был найден труп ископаемой лошади *Equus lenensis Russ.* [Лазарев, Тирская, 1975; Лазарев, 1980].

По данным этих авторов и О.В. Гриненко, любезно предоставившего свою первичную документацию, мощность рыхлых отложений, вскрытых шахтой и шурфом в месте этой находки, составляет 8,9 м. Вверху разреза преобладают темно-серые суглинки с включениями древесного детрита и линзами, обогащенными гравием, галькой и щебнем. Бóльшая нижележащая часть разреза представлена песками и супесями, включающими гальку, щебень и линзы льдистых суглинков. В одной из таких линз, близ контакта с коренными породами, и был обнаружен труп лошади. По составу СПК большой серии проб разрез также делится на две части.

В верхней части Балханского разреза, в интервале глубин 1,6–3,3 м установлены СПК растительности лесного типа. Преобладающая в большинстве проб древесно-кустарниковая группа (30–82%, обычно 60–70%) включает пыльцу *Betula sp.* (38–50–65–74%), *Alnaster* (13–20–35–39%), *Alnus sp.* (3–6–12–31%), *Salix* (1–5–18–33%), *Larix* (0,5–1,5%), *Pinus pumila* (0–0,5–1–2%), *P. s.g. Haploxylon* (0–0,5–1,3%), *P. s.g. Diploxylon* (0–0,5–1%), *P. sp.* (0–0,5–1%), *Pinaceae* (1% в одной пробе), *Picea sect. Omorica* (0,5% в одной пробе). Среди пыльцы недревесных растений (14–18–26–42%) – *Gramineae* (40–56%), *Ericaceae* (1–8–15–22%), *Cyperaceae* (0–5–10–30%). Споры (3–14–18–28%) представлены *Polypodiaceae* (2–30–45–51%), *Slaginella sibirica* (10–20–37–56%), *Bryales* (4–10–20–40%), *Sphagnum* (2–8–10–44%).

В нижней части разреза в интервале глубин 4,5–8,9 м и в кишечнике лошади выявлены СПК растительности холодной степи. Доминирует (30–50–70–73%) пыльца травянистых растений: *Gramineae* (30–40, до 44%), *Cyperaceae* (20–30, до 35%), *Caryophyllaceae* (10–15%), *Artemisia* (1–5, до 44%), *Ericaceae* (1–5, до 15%). Меньше спор (10–20–35–59%): *Selaginella sibirica* (30–50–65–74%), *Bryales* (5–10–25–46%), *Polypodiaceae* (10–15, до 23%), *Sphagnales* (2–3, до 11%). Среди древесно-кустарниковой пыльцы (4–20–30–54%) преобладают *Salix* (18–30–60–82%), *Betula sp.* (10–30–60–83%), *Alnaster* (1–5–15–20%) и отмечаются *Alnus sp.* (0–1–3–11%), *Pinus s.g. Haploxylon* (0–1–1,7%), *Pinus s.g. Diploxylon* (0–0,6–1,4%), *Picea sp.* (0–0,5–0,6%) [Лазарев, Тирская, 1975].

В желудке лошади найдено также несколько пыльцевых зерен *Ulmus* и *Corylus aff. comuta*, происхождение которых не выяснено; иных остатков этих растений нет. Радиоуглеродные определения возраста мускульных тканей и содержимого желудка лошади в разных лабораториях варьируют от 33800 до 38590 лет назад. По сумме этих данных все отложения в разрезе на руч. Балхан были отнесены ко времени последнего позднеплейстоценового, каргинского, межледниковья [Лазарев,1980].

Геоморфологические позиции Усть-Нерского и Балханского разрезов, а также генезис осадков верхней части Усть-Нерского разреза охарактеризованы в отчетах и публикациях неполно и противоречиво, что затрудняет использование и уточнение имеющихся материалов о возрасте слоев. Поэтому литолого-геоморфологические данные нуждаются в дополнительном рассмотрении.

Охарактеризованные выше разрезы находятся в средней части надпорожной области бассейна Индигирки, вблизи устьев ее самых крупных верхних притоков – рек Нера и Эльги. Широкие (до 10–20 км) долины Индигирки и притоков террасированы. В больших долинах выделяются от 7 до 11 уровней речных террас высотой до 420 м над современными руслами рек. Террасы высотой до 25 м, в аллювии которых встречаются остатки млекопитающих позднего мамонтового комплекса, согласованно датируются верхним плейстоценом, но при детализации возникают разногласия. 30–40-метровая терраса, считаемая четвертой надпойменной, относится либо к началу позднего, либо к концу среднего плейстоцена. Возраст более высоких террас вызывает разночтения. В одном из последних отчетов (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга I) семь уровней террас Индигирки близ устья Неры высотой от 70 до 420 м без разделения отнесены к плиоцену – нижней части среднего плейстоцена. Менее развитые здесь ледниковые образования условно отнесены к среднему и верхнему плейстоцену.

Поверхность 30–40-метровой Усть-Нерской террасы, как и всех террас с мощной толщей рыхлых осадков, существенно деформирована сочетанием подземного криогенеза, термокарста и солифлюкции. У бровки такие террасы сильно снижены комплексной деструкцией, а в тыловых частях обычна склоновая аккумуляция. Нижний предел высоты Усть-Нерской террасы (30 м) относится к ее бровке; более представителен верхний (40 м), относящийся к ее средней части, наименее затронутой морфоэпигенезом. Поэтому данную террасу правильнее считать 40-метровой. Это самая распространенная в надпорожной части бассейна Индигирки цикловая терраса. Не меняя своего строения, она протягивается вдоль всего нижнего участка долины Неры от ущелья «Нерская труба» до впадения в Индигирку и с небольшими перерывами – вверх по Индигирке до устья Эльги и выше, заходя в долины больших и малых притоков. Почти без перерывов эта терраса тянется вверх по Эльги и ее притокам. Во всех названных участках долин она не имеет коренного цоколя и в ее пределах мощность аллювия максимальна для этих долин (обычно больше 50 м, иногда до 70–80 м). Это отличает 40-метровую террасу от вложенных в нее более низких, также бесцокольных террас, где древний аллювий частично размыт и замещен менее мощным молодым [Гричук, 1979]. Более высокие террасы фрагментарны и всегда имеют коренной цоколь. Поэтому 40-метровую террасу легко проследить. В малых долинах ее относительная высота уменьшается, но в больших и средних, вплоть до VII–VI порядков (по Р. Хортону), терраса сохраняет 40-метровую высоту над современным руслом. Такова же ее высота и в тех немногих местах, где и у нее есть коренной цоколь – в бассейне Неры выше ущелья «Нерская труба» и др.

Судя по литологии и размещению в Усть-Нерском разрезе слоев 6., 5., 4., они представляют собой литофации русловую, пойменную, высокой поймы единого комплекса аллювия Неры, поэтому единство и аллювиальный генезис усть-нерских слоев вне сомнений. Но их отличия по литолого-минералогическому составу и СПК от вышележащих осадков побудили многих исследователей вычленить эти слои из разреза либо как рыхлый цоколь террасы [Гричук, 1979], либо как аллювий локальной впадины, погребенный

под ледниковыми и склоновыми наносами (слои 3., 2., 1.). Если последнее верно, то карьер «Нерский» находится не на речной террасе, поскольку эти верхние слои являются здесь рельефообразующими.

Множество гранитных валунов в слое 3. действительно может быть обусловлено их доставкой в долину Неры или низовья ее притоков за счет ледниковой деятельности. Но отсутствие на Усть-Нерской террасе ледниковых форм рельефа, а также условия залегания, довольно небольшая выдержанная мощность и состав слоя 3. говорят о его водном генезисе и лишь о косвенной связи с ледниками. Выяснение происхождения вышележащего слоя 2. позволяет уточнить, что слой 3. – это русловая фация аллювия Неры. Слой 2., в приведенном выше разрезе охарактеризованный как «суглинки с линзами гравия» (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга I) в действительности представлен, видимо, алевритами с прослойками глины. Эти отложения, добываемые в карьере «Нерский» и используемые в качестве кирпичного сырья, определяются как легкоплавкие пылеватые суглинки, содержащие 6,8–11,2% глинистой фракции (их максимальная мощность 1,3 м и средняя – 0,6 м) – (А.В. Михайлов и др., 1991 г.). Текстура слоя и характер его подошвы и кровли в отчетах описаны не четко. Только М.П. Гричук [1979] отмечает тонкослоистость соответствующих супесчаных, по ее определению, отложений мощностью 1 м, слагающих самый верхний слой в изученном ею разрезе Усть-Нерской террасы. Судя по средней мощности и объему «суглинков» слоя 2., запасы которых подсчитаны по высоким категориям, площадь их распространения превышает 1 млн. $м^2$. Сочетание состава, строения, условий залегания, литологической однородности и большой площадой выдержанности слоя 2. определенно свидетельствует, что это фация высокой поймы аллювия Неры. Многочисленные полные пересечения речных долин региона поисковыми линиями шурфов и скважин показывают, что эта литофация венчает все равновесные комплексы аллювия днищ долин, палеодолин, террас, лишь на высоких террасах она обычно сохраняется фрагментарно (только в тыловых частях).

Генезис глинистых песков с валунами и гальками (слой 1.) также требует уточнения. Отнесение их по СПК к голоцену (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV) могло бы быть верным лишь в случае склонового происхождения осадков, чему противоречат состав и условия залегания этого слоя. Анализ аэрофотоснимков района карьера «Нерский» показывает, что слой 1., с наибольшей вероятностью, представляет собой часть бывшего плоского конуса выноса ручья – небольшого безымянного левого притока Неры. Последний берет начало в краевой части Нельканского гранитного массива и сейчас глубоко врезан в Усть-Нерскую террасу вблизи карьера. Очевидно, в то время, когда терраса была еще высокой поймой Неры, этот ручей отлагал на речной пойме свой аллювий, в составе которого были и валуны гранитов, мобилизованные при таянии ледника в верховьях ручья. Следует подчеркнуть, что сами склоны долины Неры и нижняя часть долины ручья сложены осадочными породами.

Таким образом, слои 3., 2., 1. составляют генетически сложный, но единый в возрастном отношении аллювиальный комплекс, который назовем балханским (как будет показано ниже, в разделе «Возраст Усть-Нерской террасы ...», такое название вполне оправдано). Считать подстилающий усть-нерский комплекс его цоколем нет достаточных оснований. Реальнее нахождение в Усть-Нерском разрезе двух, хотя и разновозрастных [Гричук, 1979], но равнозначных комплексов аллювия, которые формировались лишь в несколько разных палеогеографических обстановках (без перестройки гидросети). Оба комплекса однотипны и почти целиком, кроме не повсеместно развитого слоя 1., образованы одним и тем же водотоком – рекой Нера. Литологические различия этих комплексов не столь велики. В карьере «Нерский» гранитные валуны найдены не только в верхней, но и в самой нижней части разреза [Гричук, 1979]. Согласно П.А. Михайлову и др. (1987 г. Книга I), на той же 30–40-метровой террасе гранитные обломки встречены еще глубже – до 27,5 м. По данным тех же авторов, по коэффициенту устойчивости минералов русловой аллювий усть-нерского комплекса (слой 6., КУМ = 0,7) занимает промежуточное положение между русловым аллювием балханского комплекса (слой 3., КУМ = 0,25) и аллювием следующей более высокой 70–80-метровой смешанной террасы Индигирки (КУМ = 1,86).

Отмечаемый М.П. Гричук [1979] размыв усть-нерских слоев не мог быть большим, т. к. в составе этого аллювиального комплекса сохранились его верхние литофации: пойменная и высокой поймы. Более глубокий, вероятно, синхронный размыв в бассейне Эльги сопровождался россыпеобразованием и обусловил удлинение золотых россыпей ручьев Бадран и Балхан, выдвижение их в долину речки Бол. Селерикан и размещение в толще ее аллювия. Понятие «рыхлый цоколь» здесь гораздо более уместно. Но

разведочные работы, проведенные выше по течению Эльги, показали, что в аллювиальных отложениях этого «цоколя» тоже есть россыпи. Они, в свою очередь, могут лежать на еще более древнем рыхлом цоколе, также содержащем россыпи. Такие сложные трех- и даже пятипластовые россыпные месторождения золота – не редкость на Северо-Востоке России. Разница возраста их пластов порой велика, но чаще преувеличивается. В верховьях Колымы, например, они довольно близки по возрасту, а самые нижние из них – тоже четвертичные [Гольдфарб, Капранова, 1970].

Таким образом, в Усть-Нерском разрезе разные типы и фации аллювия образуют два во многом сходных комплекса: усть-нерский и балханский. Различия их литолого-минералогического состава проще объяснимы местными, а не региональными факторами. Следует отметить, что чуть южнее левого склона этой части долины Неры проходит северная граница обширного высокогорного Нельканского гранитного массива, который дренируется самыми крупными левыми притоками нижнего течения Неры – речками Неллинях, Кюрбелях, Эгелях, Кынгырайдах и другими. По ним в низовья Неры поступает и, несомненно, поступала прежде основная часть обломков гранитов и сопровождающих их неустойчивых минералов. Резкое увеличение количества этих компонентов в аллювии низовьев Неры могло быть вызвано интенсификацией новейшего поднятия Нельканского массива и (или) развитием в его пределах ледников. Эти явления слабо изучены. Однако анализ геологических карт, отчетов и аэрофотоснимков, сопоставление с материалами по более изученным в этом отношении гранитоидным массивам бассейна верховьев Колымы [Гольдфарб, 1972б, 1977] позволяет сделать следующие выводы. Вокруг Нельканского массива нет следов среднеплейстоценовых оледенений и слабо развиты морены первого из позднеплейстоценовых – зырянского (раннезырянского). На самом массиве отчетливо проявлены деструктивные образования этого и сартанского (позднезырянского) оледенений; местами их троги отчетливо вложены друг в друга. Наконец, на этом массиве отсутствуют вершинные поверхности альтипланации. Все это отличает Нельканский массив от других гранитных массивов горной системы Черского, также образующих наибольшие возвышенности в рельефе, и говорит о недавнем достижении им современной абсолютной высоты 2300 м. В среднем плейстоцене Нельканский массив, вероятно, не был еще настолько приподнят, чтобы на нем развились большие ледники; поэтому и в позднем плейстоцене, несмотря на достижении массивом большой высоты, ледниковая деятельность здесь также была слабой. Дело в том, что во время последней самой холодной, но и самой бедной осадками сартанской эпохи ледники достигали достаточно больших размеров только там, где прежние оледенения уже создали обширные кары и троги, в которых мог накопиться мощный фирн, и которые затем лишь отчасти обновлялись, поддерживая свои размеры и форму. Видимо, в зырянское время климатические факторы также не были особо благоприятными для мощной первичной ледниковой деструкции, наиболее интенсивно происходившей в среднем плейстоцене. Следует добавить, что вообще в верховьях Колымы вокруг многих высокогорных массивов широко развиты среднеплейстоценовые морены. Поэтому гранитные обломки, которых совсем нет в меловом – плиоценовом аллювии больших водотоков и которые в количестве до 5–10 % встречаются в эоплейстоценовом – нижнеплейстоценовом, в среднеплейстоценовом и в низах верхнеплейстоценового аллювия перигляциальной зоны составляют соответственно 20–30 % и 40–50 %.

Для уточнения возраста 40-метровой террасы надпорожного бассейна Индигирки (а таким образом и усть-нерских слоев) важны данные по Балханскому разрезу. Прежде в этих целях последние не использовались из-за отсутствия информации о палеогеоморфологических особенностях места находки ископаемой лошади, справедливо названной Селериканской [Лазарев, Тирская, 1975]. Нам представляется возможным сделать такие реконструкции.

Все описанные выше отложения Балханского разреза являются аллювиальными, что для нижней его части определяется генезисом заключенной в них россыпи золота, а для верхней – литологией осадков. Это единый комплекс слабо сортированного аллювия водотока первого порядка. Анализ аэрофотоснимков, топографических, геологических карт и разрезов показывает, что во время накопления аллювия в Балханском разрезе ручей Балхан впадал в речку Бол. Селерикан. Позже он был перехвачен оврагом правого склона долины ручья Бадран и в своем среднем (теперь нижнем) течении врéзался поперек собственной короткой, но широкой долины, превратившейся в палеодолину. Она параллельна современной долине ручья Бадран, но, в отличие от последней, ее дно сочленяется не с высокой поймой речки Бол. Селерикан, а с ее 40-метровой правой террасой. По буровой линии, пересекающей здесь долину

речки Бол. Селерикан, мощность аллювия в пределах этой террасы достигает 70 м. В долине ручья Бадран и в палеодолине ручья Балхан аллювий гораздо менее мощный и коренное ложе этих долин отделено от коренного ложа главной долины уступами: эрозионными или неотектоническими. Независимо от происхождения уступов, они возникли не только до образования поверхности 40-метровой террасы речки Бол. Селерикан и заполнения аллювием палеодолины ручья Балхан, но и раньше, чем сформировались россыпи золота в основании аллювия ручьев Бадран и Пра-Балхан. Эти россыпи, не смещаясь по вертикали, продолжаются в долине речки Бол. Селерикан среди ее аллювия в виде «висячих пластов». Значит, после гибели Селериканской лошади здесь не было тектонических деформаций. Сочленение палеодолины ручья Балхан с 40-метровой Балханской террасой речки Бол. Селерикан – несомненный признак одновозрастности этих форм рельефа и верхних слоев аллювия в их пределах.

Усть-Нерская терраса и Балханская терраса речки Бол. Селерикан одновозрастны как элементы единого 40-метрового уровня этой части бассейна Индигирки. И по СПК слой 1. Усть-Нерского разреза и верхняя часть Балханского почти идентичны. Слой 1., согласно (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV), по результатам палинологического анализа отнесен к голоцену, что не соответствует его составу и генезису. Осадки ряда этапов плейстоцена бывают сходны по СПК с голоценовыми [Гольдфарб, 1972а]; такое явление отмечено в верхней части Усть-Нерского разреза [Гричук, 1979] и хорошо видно в Балханском. Отнесение верхней части последнего к каргинскому межледниковью [Лазарев, 1980] вполне обосновано и позволяет отнести к этому же времени и слой 1. балханского комплекса Усть-Нерского разреза.

СПК отложений нижней части Балханского разреза и содержимого желудка лошади более отвечают времени оледенения, несмотря на присутствие там пыльцы теплолюбивых лесных растений. Л.П. Жарикова высказала в беседе предположение, что пробы могли быть засорены пыльцой современных растений ботанического сада, где выполнялись анализы. По мнению О.В. Гриненко, надо также учитывать, что радиоуглеродные датировки близки к предельным, возможны некоторые локальные и региональные смещения времени начала и окончания оледенений; поэтому развитие тундрово-степной растительности при жизни Селериканской лошади правильнее отнести к завершающей фазе зырянского (раннезырянского) оледенения.

Вполне соглашаясь с этим, отметим сходство СПК слоя 2. Усть-Нерского разреза и нижней части Балханского, если отвлечься от присутствия во втором ряда пыльцевых зерен, чуждых растительности, отражаемой СПК. Слой 2. и его аналоги в расчистках Усть-Нерского разреза все авторы относят к похолоданию в позднем плейстоцене. Корреляция с нижней частью Балханского разреза позволяет уточнить, что это криоксерофитная фаза зырянского оледенения. На связь данного оледенения с Усть-Нерской террасой указывает и размещение его аккумулятивных образований вокруг Нельканского массива. Зырянские конечные морены лежат здесь на разных более высоких речных террасах, а флювиогляциальные шлейфы отчетливо сопрягаются с 40-метровыми террасами Индигирки, Неры и соответствующими террасами притоков. Более низкие террасы врезаны в те и другие. Генетический, геоморфологический анализ и корреляция Усть-Нерского и Балханского разрезов позволяют заключить, что Усть-Нерская терраса была высокой поймой во время окончания зырянского оледенения, а развитие ее как активной речной формы рельефа завершилось в начале каргинского межледниковья. К этому интервалу середины позднего плейстоцена и следует отнести 40-метровые террасы низовьев рек Нера, Эльги и части долины Индигирки между их устьями. Это уточняет датирование поздним плейстоценом (по остаткам млекопитающих) смешанной террасы этого же уровня в среднем течении Неры выше «Нерской трубы» [Васьковский, 1959].

Сложнее обстоит дело с вопросом о возрасте более низких горизонтов усть-нерских слоев. Согласно (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV), по составу СПК русловой аллювий (слой 3. Усть-Нерского разреза) отделен большими временными интервалами как от слоев 4., 5., 6. (усть-нерских), так и от слоя 2. Последнее явно недостаточно обосновано. Несмотря на отмечаемые всеми авторами различия СПК слоев 2. и 3., последние не могут существенно различаться по возрасту, будучи литофациями одного аллювиального комплекса.

По подошве слоя 3. и соответствующих галечно-валунных отложений в Усть-Нерском разрезе проведены основные временные рубежи: либо среднего и позднего плейстоцена [Гричук, 1979], либо плиоцена и плейстоцена (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV). Основанием в первом случае послужило различие СПК ниже и выше этой границы, во втором, очевидно, – литологические различия слоев без учета значительного сходства выделяемых СПК. В обоих случаях возраст усть-нерских слоев, подстилаю-

щих слой 3., определен главным образом или только по флористическому составу СПК. Однако этот метод датирования осадков, обычный для региона, для одних и тех же слоев Усть-Нерского разреза дал весьма разные результаты. Кроме того, последовательное применение данного метода потребовало бы во втором варианте провести основную возрастную границу в разрезе не по подошве, а по кровле слоя 3. В этом слое были обнаружены пыльцевые зерна ряда тех же самых растений, нахождение которых в усть-нерских слоях стало основанием (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV) для их отнесения к плиоцену. Более того, в слое 3. найдена также пыльца Tsuga, отсутствие которой в усть-нерских слоях послужило вышеназванным авторам одним из аргументов против отнесения этих слоев к миоцену. В слое 3. выделен четвертый тип СПК (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV), который описан не совсем четко и назван смешанным. Судя по контексту, имеется в виду смешанный состав синхронной палеорастительности, что вполне возможно на этой глубоко расчлененной территории. Однако есть и иные причины смешения пыльцы и спор, самая частая из которых – их переотложение из более древних осадков. Это наиболее вероятно не только для четвертого, но и для третьего и первого типов СПК Усть-Нерского разреза, которые, скорее всего, также являются смешанными. Причина, видимо, состоит в следующем. В среднем и верхнем течении Неры сама река и ее притоки во многих местах глубоко врезаны в неогеновые отложения поднятых палеовпадин. По сообщению А.В. Коробицына, на речных косах Неры далеко от мест размыва реками древних рыхлых толщ встречаются макроостатки древних растений. Подобная картина выявляется и при изучении ископаемых осадков. Так, в 40–50 км от устья Неры ее высокая пойма была рассечена траншеями при разведке россыпи золота, лежащей в основании аллювия этой реки на коренном ложе дна ее долины. При геологической съемке м-ба 1:50 000 в нескольких траншеях проведено палинологическое опробование. Состав СПК в приплотиковых слоях аллювия оказался однотипным во всех разрезах и по этим данным эти слои были отнесены к нижнему плиоцену. Однако в отчете по геологической съемке этот приплотиковый горизонт аллювия дна долины Неры уже отнесен к раннему голоцену – по результатам радиоуглеродных датировок: 11235 л.н. и 9365 л.н. (Р.Р. Насыров и др., 1990 г.); заключения по результатам палинологических анализов в этом отчете не использованы.

Ошибочные выводы о возрасте отложений по составу СПК совсем не редки. Пыльца из древних толщ средней и верхней частей бассейна Неры смогла попадать в аллювий низовьев этой реки после образования явно эпигенетического участка ее долины, известного как «Нерская труба», возникшего, скорее всего в среднем плейстоцене. До этого бóльшая вышележащая часть бассейна Неры принадлежала реке, которая текла на север и впадала в Мому. В низовьях же современной Неры была речка с основными истоками на месте Нельканского массива. Во всем аллювии нижней части долины новой большой Неры, отложенном после этой перестройки, вероятны древние пыльцевые зерна, принесенные из верхней части ее бассейна. Больше всего их в голоценовом русловом аллювии дна долины, много в русловых литофациях усть-нерского (слой 6.) и балханского (слой 3.) комплексов Усть-Нерской террасы, меньше в аллювии фации высокой поймы (слой 4.) и нет в локальных по каким-то причинам СПК пойменной фации усть-нерского комплекса (слой 5.). Поэтому датирование среднеплейстоценового и более молодого аллювия, особенно руслового, по флористическому составу СПК в низовьях Неры ненадежно. Вариации переотложенных спор и пыльцы – очевидная главная причина больших различий списков ископаемых растений, обнаруженных в усть-нерских и других слоях Усть-Нерского разреза палинологами Р.А. Баскович [Васьковский, 1959], М.П. Гричук [Гричук, 1979] и Н.Т. Бакулиной (П.А. Михайлов и др., 1987 г. Книга IV), [Гриненко и др., 1989; Палеоген и неоген..., 1998]. В отличие от пыльцевых зерен, переотложение макроостатков растений, в том числе шишек хвойных, легко устанавливается по степени сохранности и диагенеза. Различия их видового состава в сборах из одних и тех же слоев в одном и том же карьере могут иметь иные объективные причины, в т.ч. резко локальный характер.

Вторичность части пыльцевых зерен, локальность карпологических сборов и др. затрудняют реконструкцию флоры усть-нерского времени во всей полноте, но выводы о характере растительности вполне возможны. Значительное количество пыльцы трав, ивы, ольховника, кустарниковой березы, – говорит о безлесных ландшафтах верхних, видимо, ярусов уже тогда высокогорного рельефа. На дне же долины Неры в ее низовьях, как и сейчас, рос лес. Среди хвойных деревьев была даурская лиственница, разновидность которой – лиственница Каяндера – доминирует теперь в долинах рек во всем регионе. Но в усть-нерское время преобладала сибирская листвен-

ница, которой сопутствовали сибирская ель и обыкновенная сосна. Сейчас восточнее Верхоянского горного хребта на тех же широтах и много южнее не растет ни один из этих трех видов, хотя западнее хребта все они обитают и севернее. Еще два вида росших тогда деревьев – сосна и лиственница – ныне вымерли. Так что растительность усть-нерского времени была значительно более теплолюбивой, чем ныне у устья Неры и в целом в регионе. Однако это позволяет судить лишь о верхнем пределе возраста усть-нерских слоев. Сопоставление позднекайнозойской растительности горной части бассейнов Колымы и Индигирки [Васьковский, 1959; Геология СССР,1970; Ложкин,1970; Гольдфарб,1972а; Гричук,1973, 1979; Гольдфарб, Ложкин, 1975] и растительности усть-нерского времени показывает только то, что усть-нерские слои не моложе начала позднего плейстоцена. Первоначально их возраст и был установлен у этого верхнего предела [Васьковский, 1959; Геология СССР, 1970]. Для его понижения нет достаточно веских оснований. Остатки двух новых видов растений, еще не имеющих собственной стратиграфической привязки, вряд ли можно считать таким основанием. Палинологические данные противоречивы и применимы ограниченно. Термолюминесцентные датировки 70-х годов тогда уже подвергались сомнениям и впоследствии оказались неверными.

Обосновывающуюся нами трактовку возраста усть-нерских слоев подтверждают геологические и геоморфологические материалы. Согласно им, разница возраста балханского и усть-нерского аллювиальных комплексов, охватывающих верхнюю треть разреза достаточно молодой Усть-Нерской террасы, с большей вероятностью может исчисляться десятками, а не сотнями тысяч или миллионами лет. Присутствие гранитных валунов в усть-нерских слоях [Гричук, 1979] – косвенный показатель их молодости по сравнению с неогеновым аллювием верховьев Неры, где гранитные обломки либо отсутствуют, либо выветрелы настолько, что разрушаются в руках (А.В. Коробицын и др., 1989 г.). По подсчетам КУМ (П.А. Михайлов и др.,1987 г. Книга I), усть-нерские слои моложе аллювия относительно невысокой и, видимо, молодой 70–80-метровой террасы этого района Индигирки. Увеличение количества обломков гранитов в верхней части разреза аллювиальных отложений свидетельствует о том, что поступление первых в низовья Неры резко усилилось в разгар раннезырянского оледенения – во время отложения руслового аллювия балханского комплекса. Реконструкция неотектонического развития и оледенений Нельканского массива (главного или даже единственного здесь источника гранитов) показывает, что в среднем и в начале позднего плейстоцена еще не было условий для массированного поступления обломков этих пород в долину Неры. Поэтому литолого-минералогические и иные различия балханского и усть-нерского комплексов Усть-Нерского разреза вполне объяснимы в рамках их позднеплейстоценового возраста.

Таким образом, отнесение усть-нерских слоев к началу позднего плейстоцена – самый реальный из пяти существующих вариантов их датирования. Тем не менее, обоснованность и этого вывода недостаточна для охарактеризованного разреза позднекайнозойских отложений, единственного опорного на листе новой Государственной геологической карты России масштаба 1:200 000 и считаемого стратотипическим для огромного региона. По всему разрезу Усть-Нерской террасы и в прилегающем районе нужны углубленные стратиграфические исследования с применением более рациональной и комплексной методики. Ненадежность прежней наглядно демонстрируют многократные большие изменения в датировании усть-нерских слоев.

Наиболее эффективным представляется комплексное исследование стратотипических районов. Их выбор определяется рядом факторов, среди которых – представительность каждого района, зависящая от его величины, многообразия экзогенных образований, полноты разрезов. В то же время, каждый район должен быть возможно мал и структурно однороден для надежного установления литологических и геоморфологических соотношений слоев, определяющих их относительный возраст. Возможность прямого сопоставления столь удаленных разрезов, как, в нашем случае, Усть-Нерский и Балханский, представляется редко.

В каждом страторайоне должен уже быть достаточный для выбора направлений и методов дальнейшего его изучения минимум данных о строении рыхлого покрова, составе, генезисе и возрасте осадков. В этом случае можно постепенно или сразу наметить места разрезов, сумма которых с наибольшей полнотой представит ход позднекайнозойского осадконакопления.

Один из основных способов определения относительного возраста осадков, развитых в горах, – выявление возрастных соотношений синтенетичных форм рельефа. Причины нередких при этом неудач чаще всего методологические. Например, обычное определение высоты речных террас по их бровке не позволяет прослеживать и

сопоставлять террасы. Высота бровки зависит от сочетания многих факторов и зачастую слабо связана с высотой террас, особенно – древних и сложно построенных. В «террасо-увалах» малых и средних долин бровки террас вовсе никак не выражены.

Палеогеографическая категория «поверхность террасы», далеко не везде четкая морфологически, почти всегда хорошо проявляется в разрезе как кровля литофации высокой поймы, завершающей каждый нормальный цикл развития днищ долин. Этот элемент можно использовать и для привязки речных палеодолин к разновозрастным базисным поверхностям. Для палеодолин, даже отчетливо выраженных в рельефе, нельзя определить относительную высоту, если отсутствует соответствующий современный водоток. Поэтому обычно используется абсолютная высота, мало информативная из-за больших различий продольных уклонов горных речных долин разных порядков.

Нередкое возрастное разделение морен по их абсолютному или относительному высотному положению лишено всяких оснований. Горные ледники имели разную длину, форму, мощность (до нескольких сот метров), продольный и поперечный профиль поверхности и подошвы. Поэтому одновозрастные морены часто размещены на разных высотах. Возраст ледниковых образований можно предварительно определить по сохранности характерных форм их микрорельефа [Гольдфарб, 1972б, 1977].

Для изучения рыхлых отложений страторайона далеко не достаточно естественных обнажений и легких горных выработок. Нужны глубокие горные выработки, в намеченных местах пересекающие всю толщу осадков. Вскрытые слои полезно изучать возможно комплексно и однообразно, максимально полно и равномерно обеспечивая каждый частный разрез палеоботаническими и иными материалами. Такая работа была начата в нескольких страторайонах, выделенных в верховьях Колымы [Гольдфарб, 1972а, б].

Разновозрастные ледниковые комплексы, неразличимые по составу СПК, четко различны по геолого-геоморфологическим признакам и служат несомненными реперами. Россыпи золота разных динамических видов, сформированные во время межледниковых и ледниковых эпох, несут необходимую для суммарных разрезов и часто незаменимую информацию о глубинных и латеральных размывах, неявных перестройках речной сети, этапах непрерывной или прерывистой аккумуляции и т.п.

Все частные разрезы каждого страторайона уверенно увязываются между собой по геолого-геоморфологическим данным и таким образом однозначно определяется относительный возраст слоев. Это открывает путь применению многих независимых методов, в т.ч. не несущих прямой информации о возрасте осадков. Комплексность изучения позволяет максимально использовать преимущества и компенсировать недостатки каждого метода, одновременно контролируя их результаты. При этом первоочередной становится не флористическая, а геоботаническая интерпретация СПК, менее зависимая от неучтенных факторов. ПФК используются на последующих этапах исследования, когда их можно корректировать и датировать более обоснованно.

Из частных разрезов страторайона довольно легко построить суммарный разрез, включающий многие уровни позднего кайнозоя. В разрезах разных страторайонов неизбежны различия нижней возрастной границы осадконакопления, те или иные перерывы, своя специфика. Однако большая величина, детальность, жесткость этих стратиграфических блоков позволяют уверенно сопоставлять их друг с другом, выявляя общие особенности и тенденции. В итоге заполняется большинство пробелов и получаются достаточно полные сводные разрезы для крупных частей региона [Гольдфарб, 1972а].

Совокупность сводных разрезов может с недоступной прежде подробностью и полнотой отразить развитие растительности и климата во всем регионе в течение позднего кайнозоя. Выявляются характерные особенности разных теплых и холодных эпох и немногие необратимые изменения флоры. Эти, палеофаунистические и иные реперы облегчают последовательную корреляцию разрезов все бóльших площадей на основе синхронности основных колебаний климата в Северном полушарии. В итоге региональная схема надежно привязывается к Единой стратиграфической шкале. Достигается сочетание достоверности и детальности региональных схем всех уровней. Однако эти их качества, не только согласуемые, но и закономерно связанные друг с другом [Пути детализации..., 2001], оказываются противостоящими друг другу в случае построения стратиграфических схем позднекайнозойских континентальных отложений на основе палеофлористических корреляций разобщенных опорных разрезов.

Заключение

В рассмотренной части бассейна Индигирки есть предпосылки создания сети стратотипических районов, сводный стратиграфический разрез континентальных отложений которых может

наиболее полно представить всю историю развития горной системы Черского в позднем кайнозое. В палеовпадинах в верховьях Неры накопились мощные плиоценовые, миоценовые и, возможно, более древние аллювиальные и озерные осадки, в той или иной мере вскрытые сейчас в бортах врезанных в них долин. В бассейнах Неры, Эльги, других притоков Индигирки и в самой ее долине развиты разновозрастные ледниковые комплексы, достаточно четко соотносящиеся с речными террасами, палеодолинами, с погребенным под ними и перекрывающим их аллювием.

Сохраняющиеся здесь перспективы нахождения новых россыпей золота связаны, главным образом, со слабо изученными большими долинами и межгорными впадинами, покрытыми ледниковыми отложениями. Это позволяет рассчитывать на реализацию недостаточно использованной в прошлом возможности сочетать стратиграфические исследования с поисково-разведочными работами. В результате должна намного повысится эффективность реконструкции истории россыпеобразования и успешность поисков самих россыпей. Углубленное изучение разреза Усть-Нерской террасы послужит началом нового этапа исследований кайнозойских образований этого важного района и всего региона.

Использование метода стратотипических районов, преимущества которого видны и при дефиците фактического материала, увеличит количество и качество сведений о возрасте осадков для геологического, геоморфологического картирования, решения многих других практических и научных задач. Положительный опыт исследования кайнозойских отложений горной системы Черского пригодится при изучении рыхлых отложений других сложных горных территорий.

Литература

Васьковский А.П. Краткий очерк растительности, климата и хронологии четвертичного периода в верховьях рек Колымы, Индигирки и на северном побережье Охотского моря // Ледниковый период на территории Европ. части СССР и Сибири.М.: МГУ, 1959. С. 510–545.

Геология СССР. М.: Недра, 1970. Том XXX. Книга 1. 548 с.

Гольдфарб Ю.И. Стратиграфия четвертичных отложений верховьев Колымы // Проблемы изучения Четвертичного периода. М.: Наука, 1972а. С. 220–228.

Гольдфарб Ю.И. Пять плейстоценовых оледенений в бассейне р. Берелех // Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР, 1972б. Вып. 20. С. 225–242.

Гольдфарб Ю.И. О молодом возрасте некоторых «древних» морен в верховьях Колымы // Известия Магаданского отделения Географического общества СССР. Владивосток: ИБПС ДВНЦ АН СССР, 1977. Вып.1. С. 100–106.

Гольдфарб Ю.И., Капранова Т.И. Возраст погребенных россыпей золота Малык-Сиенской впадины // Проблемы геологии россыпей. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1970. С. 201–208.

Гольдфарб Ю.И., Ложкин А.В. История развития растительности Северо-Востока СССР в позднем плейстоцене и голоцене // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода, 1975. № 43. С. 78–89.

Гриненко О.В., Жарикова Л.П., Фрадкина А.Ф. и др. Палеоген и неоген Северо-Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1989. 184 с.

Гричук М.П. Особенности плейстоценовой истории флоры в Индигиро-Колымском горном районе // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973. С.116–121.

Гричук М.П. Палеогеографические материалы по разрезу аллювиальных отложений в устье р. Нера и их стратиграфическое положение // Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичного периода, 1979. № 49. С. 49–62.

Карташова Г.Г. О возможности видового определения пыльцы Pinus pumila Rgl. // Ботанический журнал, 1968. № 8. Том 53. С.1112–1119.

Лазарев П.А. Антропогеновые лошади Якутии. М.: Наука, 1980. 191 с.

Лазарев П.А., Тирская Н.Ф. Селериканская ископаемая лошадь и условия ее существования. (По результатам спорово-пыльцевого анализа) // Палинологические материалы к стратиграфии осадочных отложений Якутии. Якутск: Книжное изд-во, 1975. С. 60–65.

Ложкин А.В. История формирования рельефа и континентального осадконакопления бассейна верхней Индигирки по палеоботаническим данным. Автореф. дисс. канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1970. 28 с.

Палеоген и неоген Северо-Востока России. Часть II. Региональная стратиграфическая схема палеогеновых и неогеновых отложений Восточной Якутии и Объяснительная записка к ней. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1998. Региональная схема – 37 с. Объяснительная записка – 58 с.

Пути детализации стратиграфических схем и палеогеографических реконструкций. М.: ГЕОС, 2001. 278 с.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1987. 242 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

НИЖНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ИЗ РАЗРЕЗА «ДЕМШИНСК» В ЛИПЕЦКОЙ ОБЛАСТИ

И.С. Зюганова

Разрез «Демшинск» расположен в юго-западной части Липецкой области, на восточной окраине большого села Никольское, в прошлом называвшегося Демшинск. В 30-х гг. прошлого столетия здесь были вскрыты бурением черные глины с растительными остатками (скв. №2; абсолютная высота 156 м). Исследования карпологических остатков проводились П.А. Никитиным [1957], который определил возраст отложений как раннеплейстоценовый.

В дальнейшем этот разрез неоднократно использовался при разработке стратиграфических схем четвертичных отложений бассейна Верхнего Дона. В 1979 г. под руководством Р.В. Красненкова проведено повторное изучение этого разреза. Скважиной № 13, пробуренная в 40 м западнее руин кирпичного завода на абс. высоте 150 м., вскрыла межледниковые отложения, которые исследовал П.А. Никитин и морену, залегающую на неогеновых песках [Опорные разрезы..., 1984].

Спорово-пыльцевой анализ надморенных отложений проводился М.Н. Валуевой, которая выявила здесь климатический оптимум, сопоставляемый с оптимумом польнолапинского разреза [Валуева и др, 1985]. Карпологические остатки из торфянистой толщи с глубины от 17,7 до 18,5 м, были изучены П.И. Дорофеевым [1992], который считал полученный карпологический комплекс плейстоценовым доднепровским. Видовой состав карпологического комплекса позволил отнести его к польнолапинскому (глазовскому) оптимуму мучкапского надгоризонта [Красненков, Иосифова, Семенов, 1997].

Материалом для настоящего исследования послужил образец керна из новой скважины 1-Н, пробуренной в июне 1999 г. Липецкой геологической экспедицией, фактически в том же месте, что и скважины, из которых карпологические остатки определял П.И. Дорофеев [1992]. Состав и стратиграфия отложений приводятся по Ю.И. Иосифовой с сокращением.

Бурением были вскрыты следующие отложения(сверху вниз):

Слои 1–7: Современная почва (0,2 м), делювий (dQ_{III} – 1 м) и отложения четвертой надпойменной террасы (a^4nQ_{II} – 2,4 м).

Слои 7–15. Мучкапский надгоризонт

Слои 7–10. *Галичское похолодание* $l_nQ_lmc^4$. Суглинки зеленовато-серые, с темными прослоями.

Слой 11. *Конаховский оптимум* $l_nQ_lmc^3$. Суглинок серый, тонкий, плотный, местами тонко полосчатый с неясной крупитчатой структурой. (4,0 м)

Слой 12. *Подруднянское похолодание* $l_nQ_lmc^2$. Суглинок темно-серый с буроватым оттенком, пылеватый с прослойками светло-серых алевритов. По всему слою – растительный детрит. Внизу – брекчиевидная структура (2,1 м).

Слои 13–15. *Польнолапинский (глазовский) оптимум* $l_nQ_lmc^1$.

Слой 13. Суглинок тонко-песчанистый, серый, в интервале 17–18 м с зеленоватым оттенком, с растительными остатками. Встречаются тонкие прослойки слюдистых алевритов (2,3 м).

Слой 14. Песок серый, тонко-мелкозернистый, с прослоями темно-серых глин с растительным детритом (0,8 м).

Слой 15. Суглинок буровато-черный, тонкий, вверху – с прослойками тонкозернистого песка и карбонатной крошкой (1,6 м).

Слои 16–17. *Позднедонские лимно-гляциальные отложения* $l\text{-}gl_nQ_ldns^s$.

Слой 16. Суглинок серый, вверху (0,6 м) более темный, ниже более светлый с зеленоватым оттенком, тонкий, плотный, с редкими растительными остатками, со слабо выраженной тонкой слоистостью (2,3 м).

Слой 17. Суглинок светло-серый, алевритистый, местами видна тонкая горизонтальная или косая слоистость. По плоскостям наслоения – растительный детрит (2 м).

Образец был передан для проведения карпологического анализа Ю.И. Иосифовой, за что автор выражает ей глубокую благодарность. Суглинок зеленовато-бурый, содержащий растительные макроостатки был отобран с глубины 18–19 м, т. е. с того же интервала, к которому относятся материалы П.А. Никитина и П.И. Дорофеева.

После проведенной автором промывки из керна были выделены многочисленные карполо-

гические остатки, которые были определены, в основном, до вида или до рода. Полученный комплекс достаточно разнообразен по составу, и включает 38 форм. В подавляющем большинстве это – семена и плоды цветковых растений, наряду с которыми присутствуют мегаспоры папоротников *Salvinia* и *Azolla*, а также фрагменты побегов зеленых мхов (табл. 1).

Рассматриваемый карпологический комплекс составу сходен с комплексами, изученными П.А. Никитиным [1957] и П.И. Дорофеевым [1992]. Необходимо заметить, что П.А. Никитин проводил свои исследования в 30-ых гг., а П.И. Дорофеев – почти полвека спустя. В 70–80-ых гг. наметилась тенденция к выделению новых ископаемых видов и разновидностей на палеокарпологическом материале [Величкевич, 1982]. П.И. Дорофеевым по материалам из разреза «Демшинск» был выделен и описан целый ряд новых видов, которым П.А. Никитин [1957] в свое время пытался найти аналоги в современной флоре. Так, эндокарпии, отнесенные П.А. Никитиным к *Potamogeton pusillus* L., П.И. Дорофеев [1992] описал как *P. pussiloides* Dorof. Семена, указанные П.А. Никитиным как *Betula verricosa* Ehrh., *Myriophyllum vercitillatum* L. (современные виды), П.И. Дорофеев описал соответственно как *Brasenia interglacialis* Dorof., *Betula diluviana* Dorof., *Myriophyllum pseudousuriensis* Dorof. (вымершие неоплейстоценовые виды).

С учетом этого обстоятельства выделенный нами комплекс ближе к тому, что описал П.А. Никитин – оба они несколько беднее комплекса, исследованного П.И. Дорофеевым. Например, в них отсутствуют остатки *Sparganium*, достаточно обильно и разнообразно представленные в комплексе П.И. Дорофеева. В то же время в исследованном нами комплексе в заметных количествах отмечены плоды таких широко распространенных водных растений, как *Batrachium sp.*, *Callitriche sp.* и семена *Zannichelia palustris* L., которые не встречаются в комплексах, изученных ранее (табл. 1). Вероятно, это связано с неравномерностью распределения ископаемых семян и плодов в осадке.

При изучении выделенного комплекса были обнаружены и другие формы, не указывавшиеся ранее из отложений разреза «Демшинск». Это единичные семена гвоздичных (сем. Caryophyllaceae) – *Dyanthus sp.*, *Silene sp.*, крестоцветных (сем. Brassicaceae) – *Thlaspi arvense* L. Следует отметить семена *Damasonium alisma* Mill., который ныне произрастает южнее Липецкой области, и *Elatine alsinastrum* L., неизвестные ранее из этих отложений. Интересны *Hypericum cf. pleistocenicum Wieliczk.* и *Caulinia cf. interglacialis Wieliczk.*, сходные с неоплейстоценовыми видами, описанными Ф.Ю. Величкевичем [Величкевич, 1982] из отложений нижнего и среднего неоплейстоцена Белоруссии.

Но особого внимания заслуживают впервые обнаруженные в этом разрезе эндокарпии *Potamogeton sarjanensis* Wieliczk. Данный вид, по мнению Ф.Ю. Величкевича [1997] является наиболее характерным для беловежского межледниковья Белоруссии и его стратиграфических аналогов – мучкапских и рославльских отложений России.

В приведенном списке (табл. 1) два рода (*Azolla, Brasenia*) не встречаются в Европе в естественных условиях и произрастают только в рекультивированном виде (*Azolla*). В выделенном нами комплексе присутствуют как современные, так и ископаемые виды. Среди вымерших отмечены как плиоцен-плейстоценовые виды (*Salvinia interglacialis* Dorof., *Azolla interglacialica* Nikit., *Stratiotes intermedius* (Hartz.) Chandl., *Carex paucifloroides* Wieliczk.), так и виды, характерные для нижнего неоплейстоцена (*Brasenia interglacialis* Dorof., *Potamogeton pseudorutilus* Dorof., *P. pussiloides* Dorof., *P. sarjanensis* Wieliczk., *Betula diluviana* Dorof.).

Ряд вымерших видов П.И. Дорофеев [1992] и Ф.Ю. Величкевич [1982] на основе сходства плодов и семян сближали с современными видами, распространенными в Восточной Азии (Уссурийский край, Манчжурия, Корея, Япония). Это – *Potamogeton sarjanensis* Wieliczk., *Carex paucifloroides* Wieliczk., *Betula diluviana* Dorof. Некоторые виды (*Stratiotes intermedius* (Hartz.) Chandl., *Potamogeton pussiloides* Dorof.) сближаются П.И. Дорофеевым с современными европейскими, но их семена и плоды заметно отличаются от современных морфологически. Число вымерших и чуждых современной флоре рассматриваемого региона видов и разновидностей в комплексе довольно значительно – 12 форм из 38.

Что касается экологического состава, то в изученном комплексе представлены:

Гидрофиты – растения, погруженные в воду полностью или частично: *Nuphar, Brasenia, Stratiotes, Azolla, Salvinia, Zannichellia, Potamogeton, Lemna, Callitriche, Batrachium, Caulinia, Myriophyllum.*

Гигрофиты – сухопутные растения, растущие на сильно увлажненных субстратах: *Alisma, Scirpus, Eleocharis, Carex, Ranunculus, Elatine, Oenante.*

Мезофиты – наземные растения умеренно-влажных местообитаний: *Sylene, Dianthus, Hyperycum.*

Таблица 1. Таксономический состав карпологических коплексов из разреза «Демшинск»[1]

Систематический состав	Никитин [1957]	Дорофеев [1992]	Автор
Отдел Bryophyta			
Порядок Bryales	Много фр. побегов	Много фр. побегов	много фр. побегов
Отдел Polypodiophyta			
Класс Polypodiopsida			
Порядок Salviniales			
Семейство Salviniaceae			
Salvinia interglacialis Dorof.	-	Много м/сп	много м/сп
S. natans (L.) All.	много м/сп		
Семейство Azollaceae			
Azolla interglacialica Nikit.	много м/сп	Много м/сп	много м/сп
Отдел Magnoliophyta			
Класс Monocotyledones			
Порядок Butomales			
Семейство Hydrocharitaceae			
Stratiotes intermedius (Hartz.) Chandl.	16 семян	много фр. семян	много фр. Семян
Порядок Alismatales			
Семейство Alismataceae			
Alisma minimum (Nikit.) Dorof.	1 семя	6 плодов	-
A. Plantago-aquatica L.	-	1 плод, 5 семян	7 семян
Sagittaria sagitifolia L.			
Damasonium alisma Mill.	-	-	2 сем.
Порядок Potamogetonales			
Семейство Potamogetonaceae			
Potamogeton acutifolius Link.	-	5 энд.	6 энд
P. filiformis Pers.	-	2 энд.	-
P.natans L. *Var. callicarpus* Dorof.	17 энд.	15 энд.	5 энд.
P. natans L. *Var. vulgare* Dorof.	-	18 энд.	13 энд.
P. natans L. *Var. tenuicarpus* Dorof.	5 энд.	5 энд.	-
P. obtusifolius Mert. et Coch.	-	24 энд.	-
P. pannosus Dorof.	-	много энд.	-
P. praelongus var. robustus Dorof.	-	8 энд.	-
P. pussilus L.	4 энд.	-	-
P. pussiloides Dorof.	-	много энд.	много энд.
P. rutilus Wolfg..	-	30 энд.	много энд.
P. sarjanensis Wieliczk.	-	-	10 энд.
P. trichoides Cham. et Schlecht.	14 энд.	2 энд.	-
Tircz.	-	1 энд.	-
Порядок Najadales			
Семейство Najadaceae			
Caulinia cf. interglacialis Wieliczk.	-	-	2 семени
C. minor (All.) Coss. et Herm.	-	3 семени	-
Порядок Cyperales			
Семейство Cyperaceae			
S. kresczetovisczii Wielichk.	-	4 орешка	-
S. lacustris L.	-	43 орешка	4 орешка
S. maritimus L.	2 орешка	-	1 орешек
S. tabermontani Gmel.	8 орешка	-	-
Eleocharis ovata (Roth.) Roem. et Shult.	3 орешка	4 орешка	-
E. palustris (L.) Br.	2 орешка	3 орешка	10 орешков
Carex pauciflora Light.	16 орешков	-	-
Carex pauciflоroides Wieliczk.	-	47 орешков	12 орешков
Carex sp. sp.	17 орешков	50 орешков	-
Порядок Arales			
Семейство Araceae			
Lemna trisulca L.	3 семени	1 семя	-
Lemna sp.	-	-	много семян
Порядок Typhales			
Семейство Sparganiaceae			
Sparganium emersum Rehm.	-	12 энд	-
Sparganium sp.1	-	1 энд.	-

[1] В настоящей статье используется систематика А.Л. Тахтаджяна [1987]
Сокращения: м/сп – мегаспоры, фр. – фрагменты, энд. – эндокарпии.

Продолжение таблицы 1

Систематический состав	Никитин [1957]	Дорофеев [1992]	Автор
Sparganium sp. 2	-	6 энд.	-
Семейство Typhaceae			
Typha sp.	25 тегменов	15 тегменов	-
Класс Dicotyledones			
Порядок Nymphaeales			
Семейство Cabombaceae			
Brasenia interglacialis Dorof.	-	54 семени и фрагменты	3 семени и фрагменты
B. shrebery Shafer.	7 семян	-	-
Семейство Nymphaeaceae			
Nymphaea candida Presl.	-	16 семян	-
Nuphar advena Ait	4 фр. семян	-	-
N. ovata Dorof.	-	9 семян и фр.	-
Nuphar sp.	-	-	много фр. семян
Семейство Ceratophyllaceae			
Ceratophyllum ex.gr. demersum L.	6 плодов	2 плода	-
C. ex. gr. Submersum L.	-	3 плода	-
Порядок Ranunculales			
Семейство Ranunculaceae			
Ranunculus sceleratus L.	6 плодов	3 плода	-
R. flammula L.	-	1 плод	-
Ranunculus cf. repens L.	-	-	6 плодов
Thalictrum simplex L.	-	1 плод	-
Batrachium sp.	-	-	много плодов
Порядок Caryophyllales			
Семейство Caryophyllaceae			
Dianthus sp.	-	-	1 семя
Sylene sp.	-	-	3 семени
Семейство Chenopodiaceae			
Chenopodium album L.	1 семя	2 семени	16 семян
Ch. polyspermum L.	-	1 семя	7 семян
Ch. rubrum L.	6 семян	4 семени	-
Порядок Polygonales			
Семейство Polygonaceae			
Rumex maritimus L.	6 плодов	6 плодов	3 плода
Polygonum lapatifolium L.	-	1 плод	3 фр. плодов
P. amphibium L.	1 плод	-	
Порядок Betulales			
Семейство Betulaceae			
Betula diluviana Dorof.	-	65 орешков, 3 чешуи	4 орешка
B. verricosa Ehrh.	11 плодов	-	
Порядок Theales			
Семейство Clusiaceae			
Hypericum cf. pleistocenicum Wieliczk.	-	-	4 семени
Порядок Elatinales			
Семейство Elatinaceae			
Elatine alsinastrum L.	-	-	3 семени
E. hydropiper L.	22 семени	-	много семян
Порядок Capparales			
Семейство Brassicaceae			
Thlaspi arvense L.	-	-	1 семя
Порядок Urticales			
Семейство Urticaceae			
Urtica sp.	16 плодов	4 плода	-
Порядок Droserales			
Семейство Droseraceae			
Aldrovanda vesiculosa L.	-	1 семя	-
Порядок Myrtales			
Семейство Trapaceae			
Trapa natans L.	4 фр. плодов	-	-
Порядок Haloragales			
Семейство Haloragaceae			
Myriophyllum pseudoussuriensis Dorof.	-	33 плода	-
M. verticillatum L.	2 плода	-	4 плода
Порядок Apiales			

Продолжение таблицы 1

Систематический состав	Никитин [1957]	Дорофеев [1992]	Автор
Семейство Apiaceae			
Oenante aquatica L.	5 плодов	8 плодов	2 плода
Порядок Solanales			
Семейство Solanaceae			
Solanum dulcamara L	1 семя	-	2 семени
Порядок Hippuridales			
Семейство Hippuridaceae			
Hippuris vulgaris L.	-	1 плод	-
Порядок Lamiales			
Семейство Lamiaceae			
Lycopus sp.	2 плода	1 плод	-
Mentha arvensis L.	3 плода	2 плода	-
Семейство Callitrichaceae			
Callitriche sp.	-	-	5 плодов
Порядок Asterales			
Семейство Asteraceae			
Eupatorium sp.		Фр. плодов	-

В полученном комплексе преобладают водные и прибрежные травянистые растения. Остатков растений, характерных для современных торфяных болот, не обнаружено. Среди наземных преобладают «сорные» растения эродированных субстратов: *Chenopodium album* L., *Ch. polyspermum* L., *Thlaspi arvense* L. В межледниковья они образовывали кратковременные группировки на песчанистых береговых обрывах, склонах оврагов и т. п. Отмечены также единичные остатки луговых растений (*Sylene sp., Dianthus sp.*). Из древесных пород отмечены только орешки березы, которые производятся в огромных количествах и легко переносятся ветром.

Подобные комплексы могут формироваться в торфянистых осадках прибрежной зоны эвтрофных озер. В целом, его состав укладывается в представления о существовании на данной территории остаточного озера, образовавшегося после отступления донского ледникового покрова. [Валуева и др.,1985]

В рассматриваемом комплексе хорошо представлены термофильные растения, относящиеся, в основном, к вымершим видам: *Azolla interglacialica* Nikit., *Salvinia interglacialis* Dorof., *Brasenia interglacialis* Dorof., *Stratiotes intrmedius* (Hartz.) Chandl. Бореальные виды, характерные для ледниковых и интерстадиальных флор плейстоцена, отсутствуют.

Помимо рассмотренного комплекса на территории бассейна Верхнего Дона из мучкапских отложений известны многочисленные карпологические остатки. Слои, содержащие семена и плоды, были вскрыты серией разведочных скважин в Воронежской и Тамбовской областях. Палеокарпологически охарактеризованы отложения собственно польнолапинского оптимума, а также постгляциальные и постоптимальные отложения [Валуева и др., 1985]. Разрез «Демшинск» является самой южной точкой, где были вскрыты отложения польнолапинского оптимума. Его палеокарпологический комплекс имеет наиболее ярко выраженный межледниковый характер; только здесь отмечены семена рода *Brasenia*. Полученные данные еще раз подтверждают принадлежность изученных в разное время карпологических комплексов разреза «Демшинск» к польнолапинскому оптимуму мучкапского межледниковья.

В заключение хотелось бы привести описание двух видов, характерных для изученного местонахождения: *Brasenia interglacialis* Dorof. и *Potamogeton sarjanensis* Wieliczk. Изучение их остатков при помощи сканирующего электронного микроскопа позволило получить не только качественные фотографии, но и выявить некоторые особенности их строения.

***Brasenia interglacialis* Dorof., 1992**

Табл. I, фиг. 1–7

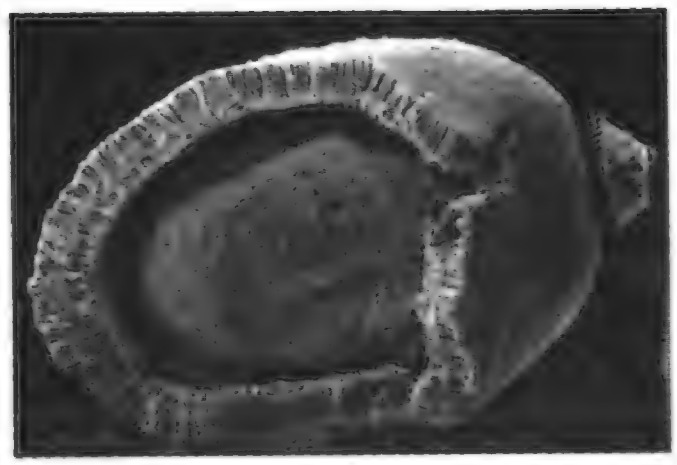
Brasenia interglacialis: [Дорофеев, 1992, с. 217], табл. VI, 4–12, рис. 1–6.

Голотип: БИН, № 604–10, табл. VI, 8, скв. 13, разрез «Демшинск», Липецкая обл-ть, Мучкапский надгоризонт.

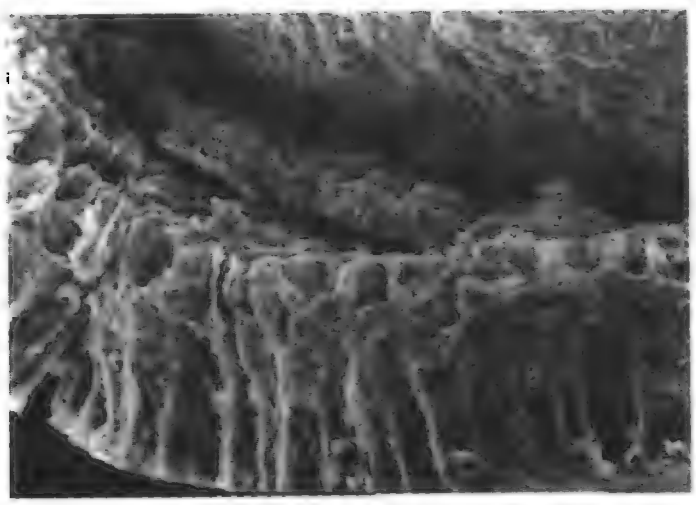
Семена эллипсоидальные, 2–3 · 1,2–2,5 мм. Цвет – от светло-серого до черного у более обугленых экземпляров. На халазальном конце семени видны короткие бугорки – выросты клеток верхнего слоя спермодермы (табл. I, фиг. 7). Зародышевая крышечка имеет вид ровно срезанного конуса (табл. I, фиг. 2).

Семенная кожура двухслойная. Верхний слой состоит из столбчатых одревесневших клеток, их верхний срез неровный, стенки толстые, но в нижней части они тоньше, и видны их полости.

1

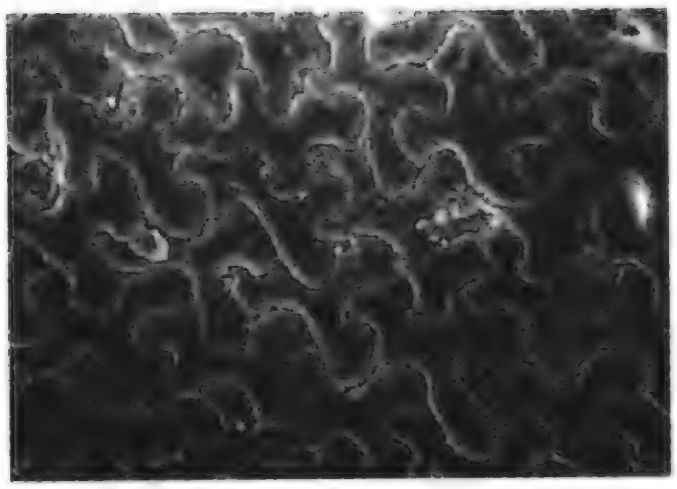


2

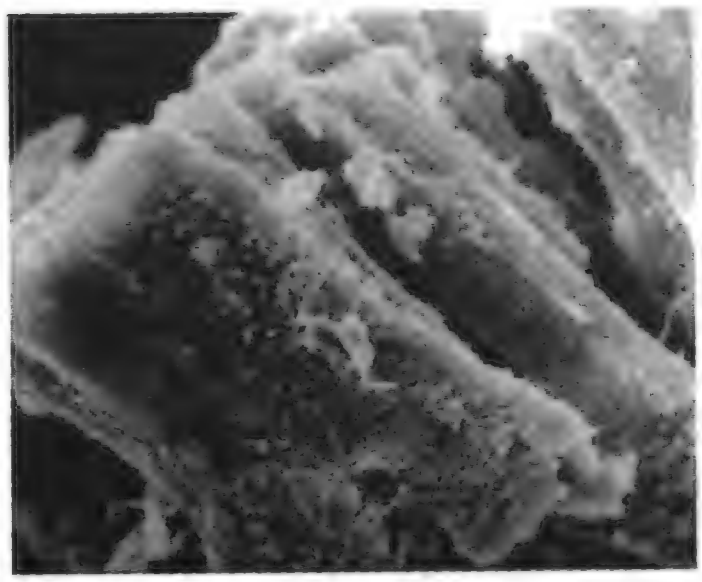


3

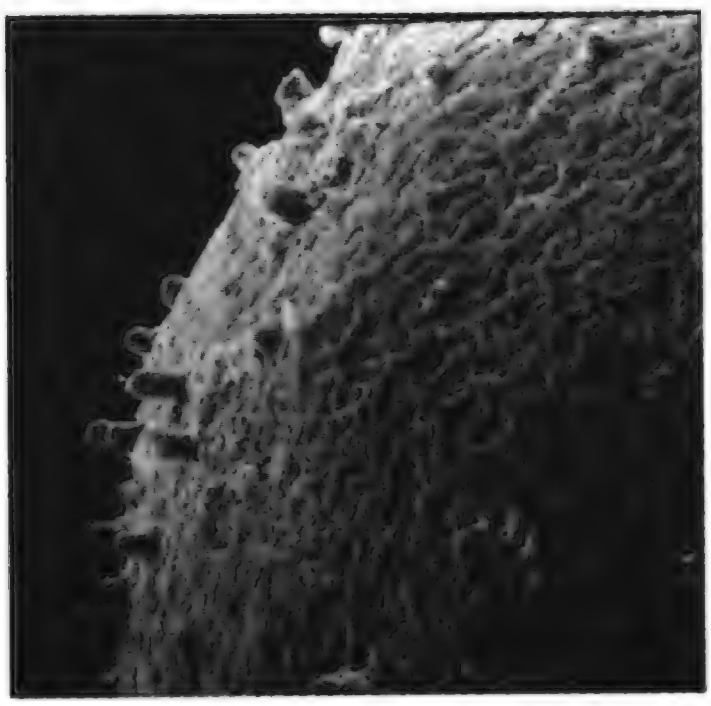
4



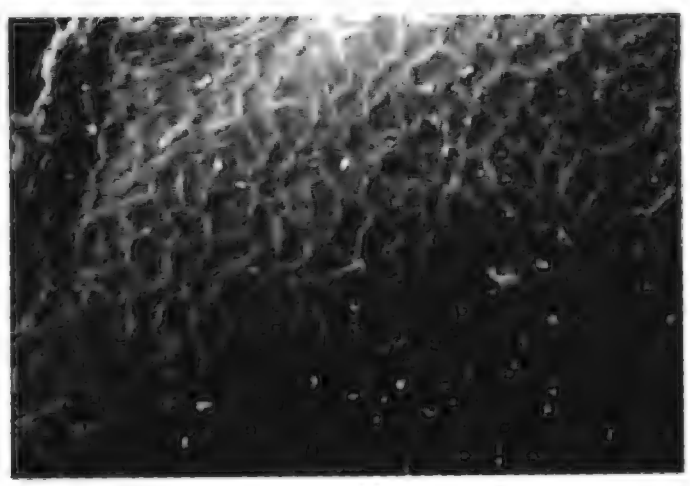
5



6



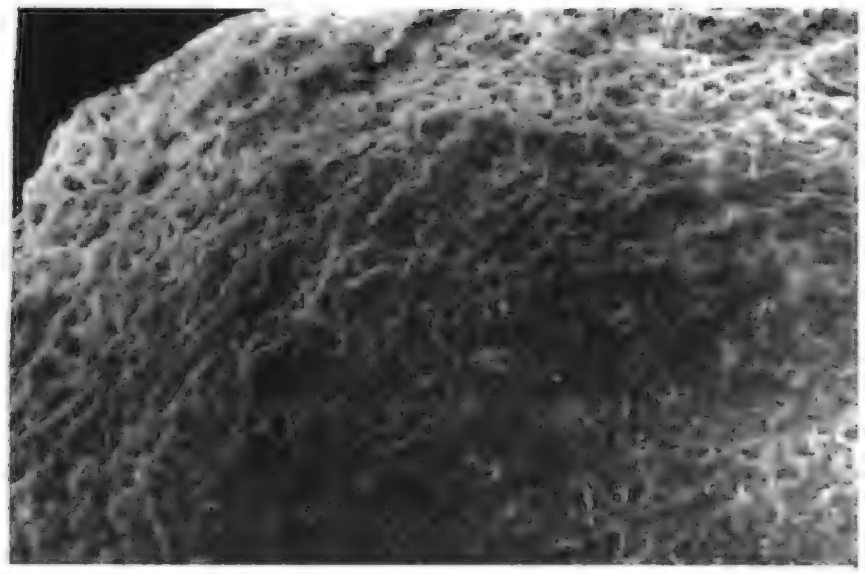
7



8

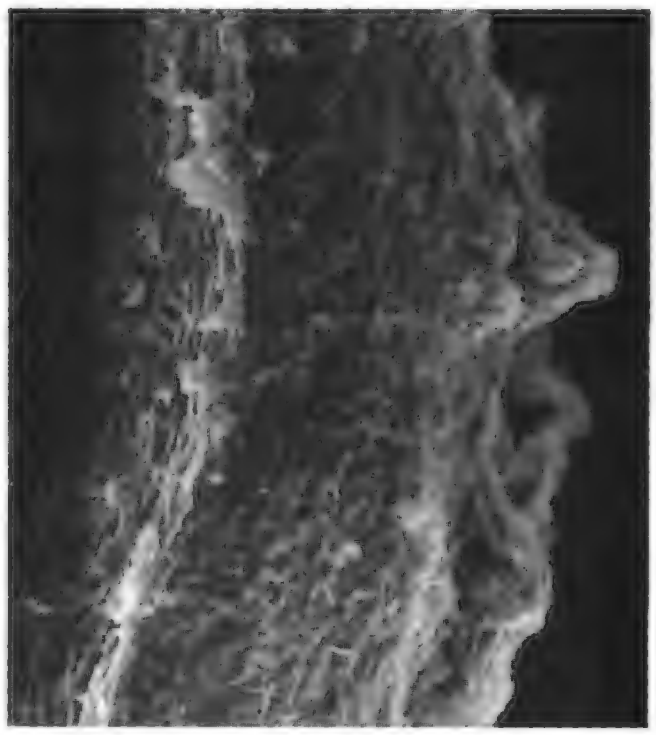
Таблица I: 1–7 – *Brasenia interglacialis* Dorof.: 1, 2 – семена, 3 – двухслойная спермодерма; 4 – полости столбчатых клеток спермодермы; 5 – поверхность семени; 6 – скульптура стенок столбчатых клеток спермодермы; 7 – халазальная часть семени, бугорки; 8 – *Nuphar sp.*: поверхность семени

1000 µm 1.



100 µm 2.

300 µm 3.



100 µm 4.

300 µm 5.

300 µm 6.

300 µm 7.

300 µm 8.

Таблица II: 1, 2 – *Potamogeton sarjanensis* Wieliczk: 1 – эндокарпий, 2 – деталь поверхности эндокарпия; 3–5 – *Potamogeton acutifolius* Link: 3, 5 – эндокарпии; 4 – деталь поверхности эндокарпия; 6 – *Potamogeton pussiloides* Dorof., эндокарпий; 7 – *Caulinia cf. interglacialis* Wieliczk, семя; 8 – *Azolla interglacialica* Nikit.: мегаспора с массулами

Толщина внешнего столбчатого слоя 0,2 мм. В СЭМ видно, что стенки клеток скульптированы. Одни клетки несут многочисленные мелкие папиллы, другие – неправильные ячейки (табл. I, фиг. 3, 4, 6). Вероятно, эта скульптура усиливала прочность семенной кожуры. С поверхности клетки верхнего слоя 4–6 лопастные, «амебовидные» (табл. I, фиг. 5) На внутренней поверхности внешнего слоя его клетки имеют более грубые и резкие очертания, чем на поверхности семени, лопасти выражены нечетко. Сходные столбчатые клетки видны в нижней части зародышевой крышечки.

Внутренний слой, по П.И. Дорофееву, состоит из тонкостенных клеток с большими полостями. В СЭМ они имеют вид рыхлой бесструктурной прослойки толщиной 0,4–0,5 мм (табл. I, фиг. 3). В двух расколотых семенах виден обугленный складчатый перисперм (запасающая ткань зародыша), занимающий большую часть их внутреннего пространства. В СЭМ его поверхность бугорчатая, но какой-либо регулярной структуры не наблюдается (табл. I, фиг. 2). Всего автором были описаны 3 семени хорошей сохранности. Пока семена данного вида были описаны П.И. Дорофеевым [1992] только из польнолапинских отложений разреза «Демшинск».

Potamogeton sarjanensis Wieliczk., 1979

Табл. II, фиг. 1, 2

Potamogeton sarjanensis: [Величкевич, 1979, с. 114] табл. 1, фиг. 1 – 3; [Величкевич, 1982, с. 158], табл. VI, фиг. 1–16; [Дорофеев, 1986, с. 95], рис. 13

Г о л о т и п : Эндокарпий. ИГ и Г АН БССР, 201-Ш; правый берег р. Сарьянки у д. Обухово Верхнедвинского р-на Витебской области; обнажение; нижний плейстоцен [Величкевич, 1979, табл. 1, фиг. 1].

Эндокарпии 3.0–3.2 · 2.8–3.2 мм, угловато-округлые. Брюшко S-образно изогнуто: в верхней части оно сильно выпуклое, в нижней части – выемчатое с четко выраженной короткой конической ножкой. Столбик центральный, на конце – утолщен или шляпкообразно расширен. Створка широкая и толстая, с килем по краю. У основания створки киль образует косо направленный вниз зубообразный вырост. Конец створки не доходит до столбика, оставляя плечо, примерно равное ширине створки в ее средней части (табл. II, фиг. 1).

Бока слегка выпуклые, с небольшой глубокой ямкой или точечным отверстием в середине. Поверхность эндокарпиев точечно-ячеистая, матовая, от желтовато-серого до светло-коричневого света. В СЭМ ячейки имеют неправильно-четырехугольную форму и расположены в нечетких рядах, параллельных краю эндокарпия (табл. II, фиг. 2).

Как отмечает Ф.Ю. Величкевич [1979], виды со сходным планом строения эндокарпиев распространены ныне на Дальнем Востоке, в Японии, Китае. Вымерший *P.sarjanensis* Wieliczk. характерен для беловежского межледниковья Белоруссии и сопоставляемых с ним отложений северной и центральной частей России. Он практически не встречается как в более древних, так и в более молодых межледниковых горизонтах. В разрезах мучкапского надгоризонта бассейна В. Дона, сопоставляемых с беловежским горизонтом Белоруссии, он не был отмечен ранее. Автором было описано 10 эндокарпиев хорошей сохранности.

Литература.

Валуева М. Н., Дорофеев П. И., Иосифова Ю. И. и др. Польнолапинское межледниковое озеро – уникальнй объект нижнего плейстоцена Дона // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, 1985. № 54. С. 40–65

Величкевич Ф. Ю. История плейстоценовой флоры средней полосы Восточно-Европейской равнины // Советская палеокарпология, М.: Наука, 1979. С. 76–121

Величкевич Ф. Ю. Плейстоценовые флоры ледниковых областей Восточно-Европейской равнины. Минск, «Наука и техника», 1982. 239 с.

Величкевич Ф. Ю. и др. К стратиграфии среднего плейстоцена Беларуси // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1997, том 5, №4. С. 75–83

Дорофеев П. И. Ископаемые Potamogeton. Л.: Наука. 1986. 136 с.

Дорофеев П. И. Нижнеплейстоценовая надморенная семенная флора опорного разреза Никольское (Демшинск) // Стратиграфия и палеогеография четв. Периода Вост. Европы, М.: ИГ РАН, 1992. С. 199 – 221

Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Семенов В. В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена России. // Четвертичная геология и палеогеография России, М.: Геос, 1997. С. 82–96

Никитин П. А. Плиоценовые и четвертичные флоры Воронежской области, М.-Л., изд-во АН СССР, 1957. 206 с.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона, Воронеж, изд-во ВГУ, 1984. 212 с.

Тахтаджян А. Л. Система магнолиофитов. Л.: Наука, 1987. 440 с.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

СУСПЕНЗИТЫ ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕГО ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ПРИЛЕЖАЩИХ ШЕЛЬФОВ: ТИПЫ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА

И.А. Чистякова, Ю.А. Лаврушин

Среди суспензитов или отложений мутьевых потоков (ритмитов) позднеледниковья можно выделить два типа. Первый из них гляциосуспензиты, а второй – криосуспензиты. Предложенные названия определяют, главным образом, источник материала, с которым связано формирование мутьевых потоков. Соответственно, гляциосуспензиты связаны с процессами деградации ледниковых покровов, а образование криосуспензитов обусловлено массовым таянием вечной мерзлоты в перигляциальной зоне.

Каждый из выделенных типов суспензитов разделяется подтипы. Среди гляциосуспензитов первый связан с осадконакоплениием в приледниковых озерах. Второй подтип – это ритмичные отложения, накапливающиеся в пределах мелководного гляциального шельфа. Образование мутьевых потоков в этих условиях также связано с деградацией ледникового покрова, а осадконакопление происходит в солоноватоводном водоеме.

Среди криосуспензитов выделяются три подтипа. Первый из них связан с деградацией вечной мерзлоты в перигляциальной зоне, что способствует выносу в речные долины и в морские или озерные акватории значительного количества мелкозема со склонов и из овражной сети.

Второй подтип криосуспензитов связан с образованием ритмитов в долинах рек и на обширных аллювиальных равнинах в зоне распространения современной и плейстоценовой мерзлоты. Поскольку это не имеет непосредственного отношения к Русской равнине, в настоящей статье этот подтип нами только обозначен, но не рассматривается в деталях. Речь идет о плейстоценовом аллювии таких рек как Индигирка, Яна, Колыма, особенности накопления которого рассматривались ранее [Лаврушин, 1963]. Как известно, в летнее время воды Индигирки обладают повышенной мутностью. Главное значение в этом процессе играет термообразионное обрушение берегов, сложенных рыхлыми сильно льдистыми породами, талые воды наледей и ледников, а также склоновые процессы. Образующиеся в пределах Индигирской аллювиальной равнины ритмиты являются, главным образом, монофракциальными и осложнены прослойками режеляционного льда, а также ледяными клиньями. Поэтому эти образования можно с полным основанием отнести к аллювиальным криоритмитам субарктически-субаэрального типа.

Третий подтип криосуспензитов – это склоновые ритмиты перигляциальной области, впервые описанные во Франции и в Польше, и анализ строения которых также опубликован ранее [Лаврушин, 1965]. Наиболее общей особенностью осадконакопления всех этих образований является связь последнего с потоковыми или склоновыми перемещениями осадочного материала в среде повышенной плотности. По-существу, в данном случае речь идет о процессах субаэрального турбидитового осадконакопления, что отражает принципиально новый подход к проблемам наземного седиментогенеза.

В настоящей статье мы остановимся подробнее только на некоторых из выделенных разновидностей суспензитов.

Гляциосуспензиты приледниковых озер

В разрезах отложений последнего позднеледниковья Русской равнины значительную роль играют ритмично-слоистые глинистые отложения, так называемые ленточные или ленточноподобные глины.

Эти отложения характеризуются прежде всего слоистостью, которая обусловлена частым чередованием тонких слойков алеврита, выделяющегося светлой окраской, и значительно более темных слойков глины. По слойкам алеврита породы легко делятся на плитки. В естественных обнажениях и образцах порода выглядит горизонтально полосчатой или «ленточной». Толщина индивидуальных слойков варьирует от 1 мм и менее до 100 мм и более. Правильнее такие толщи называть ритмитами.

Согласно традиционным представлениям, достаточно прочно утвердившимся в литологии, фор-

мирование ленточных глин и ленточноподобных отложений в приледниковых бассейнах связывают с годичной цикличностью обычного гидрогенного бассейнового осадконакоплеиия. При этом глинистые прослои трактуются как зимние образования, накопившиеся в сравнительно спокойней подледной гидродинамической обстановке при дефиците поступающего в бассейн терригенного материала, а песчаные и алевритовые прослои объясняются как летние накопления. Такие представления о генезисе ленточных глин способствовали развитию специфического метода абсолютной геохронологии (варва-хронологии), основанного на подсчете количества пар лент (ритмов «глина–алеврит») в разрезах этих отложений.

Позднее при анализе строения озерно-ледниковых глин на территории Германии и Эстонии [Пиррус, 1965] в летних слойках была обнаружена еще более тонкая слоеватость, которая была интерпретирована как результат изменения динамики суточного осадконакопления.

В целом описываемве отложения приледниковых озерных бассейнов широко распростарнены в Приневской низине, на юге Финляндии, в странах Прибалтики, в Центральной и Западной Европе, в Канаде.

В Эстонии [Пиррус, 1970] ленточные глины по типу слоистости и мощности лент подразделены на несколько разновидностей:

1. Толща глин со значительным преобладанием мощности песчаного (летнего) слоя над глинистым. Подобного типа глины относят к проксимальной части бассейна.

2. Глины с правильной ритмичной слоистостью. Не наблюдается резкого колебания мощности отдельных лент, толщина которых составляет обычно 1–5 см.

Нижние слои обычно не содержат грубозернистого материала, а состоят главным образом из мелкоалевритовых и крупнопелитовых частиц. Обломочный материал этих слоев распределен более или менее равномерно или дифференцирован на мелкие слойки внутри слоя. В ряде мест наблюдается постепенное уменьшение среднего размера частиц в направлении верхней части летнего слоя, в других местах изменения в гранулометрическом составе слоя выявляются более сложно. Разнообразен и характер контакта с вышележащим зимним слоем. В одних случаях он резкий, в других – переходный. Глинистый слой обычно лишен видимой слоистости. Сложен он преимущественно глинистыми частицами, дисперсность которых постепенно повышается кверху. Завершается слой мельчайшей, едва заметной (0,01–0,05 мм) пленкой черного цвета, на которой с резким контактом залегает материал летнего слоя следующего цикла седиментации.

Эти осадки относят к отложениям центральных частей бассейна. Они составляют обычно основную часть разрезов ленточных глин

3. Ленты дистальной зоны бассейна характеризуются небольшой мощностью, высокой дисперсностью материала и явным преобладанием глинистого слоя. Нижний слой ленты сохраняется при этом только в виде очень тонкого слойка, отчасти даже в виде своеобразной плоскости напластования.

Ленточные и ленточноподобные образования описаны в пределах Финского залива, а также среди отложений Балтийского ледникового озера.

Общей особенностью всех перечисленных местонахождений озерно-ледниковых отложений является неблагоприятная экологическая обстановка, которая была обусловлена высокой мутностью вод, способствовавшей, по существу, образованию «мертвых» бассейнов.

Как отмечалось выше, формирование ленточных и ленточноподобных отложений связывается обычно с сезонной цикличностью.

Трудно объяснимые с таких позиций литологические данные, включающие срезание одних слоев (лент) другими, наличие четко выраженных несогласий между отдельными лентами, резкие фациальные переходы и др., не принимались, как правило, во внимание. Однако, с позиций развивавшихся в последние года идей об автокинетических процессах осадконаконления в области лавинной седиментации [Лисицын, 1988], к которым, судя по скоростям осадконакопления (более 100мм / 1000 лет), могут относиться и зоны приледниковюс шельфовых бассейнов, может быть предложен иной, нетрадиционный механизм формирования ленточноподобных отложений.

Следует отметить, что в отдельных публикациях уже высказывались нетрадиционные взгляды па формирование ленточных глин. Так, Г.М. Эшли, изучавший «ритмиты» (ленточные глины) в северных озерах США, пришел к выводу, что этот тип отложений формировался турбидитными потоками [Ahly, 1975]. В частности, в озере Хичкок им было выделено 3 разновидности ленточных глин: 1) мощность глинистых прослоев больше мощности алевритовых прослоев, 2) мощности глинистых и алевритовых прослоев примерно одинаковы, 3) мощность глинистых прослоев меньше мощности алевритовых прослоев. Все они формировалпсь турбидитными потоками. Поступление значительных количеств глинистого) материала в бассейн, как считает

Г.М. Эшли, происходит непрерывно в течение всего года, тогда как алевритовая компонента осадка поступает в основном в летний период. В результате в летних прослоях алевритовая компонента существенно преобладает над глинистой, а в зимних – представлены в основном глины.

Различное соотношение мощностей алевритовых прослоев объясняется разным удалением источников питания (устьев рек, абразионных берегов и др.). Вблизи источников питания мощность алевритовых прослоев преобладает над мощностью глинистых слоев. С удалением от источника соотношения мощностей выравнивается и в центральных районах бассейна (наиболее удаленных от источника питания) мощность глинистых прослоев значительно больше мощности алевритов. Таким образом, хотя формирование ритмов Г.М. Эшли, также как и предыдущие исследователи связывает с сезонными факторами, в качестве механизма формирования осадков предлагаются турбидитные потоки. Если же быть до конца последовательными, то можно представить, что оба компонента слоистой пары (алеврит и глина) являются продуктом одного турбидитового процесса.

Как показывают экспериментальные исследования, одной из характерных особенностей суспензионных потоков, возникших их разнородного материала, является их четкая гранулометрическая расслоенность, возникающая в этих потоках в процессе переноса материала, которая и является одной из причин слоистости формируемых отложений. При этом соотношение мощностей гранулометрически разных слоев зависит не столько от удаления от источника питания, сколько от плотности потока: в ритмитах, образуемых из более высоко плотностных потоков, мощность зернистых прослоев (песков, алевритов), как правило, больше мощности глин. Естественно, при прочих равных условиях формирование высокоплотностных потоков более вероятно (но совсем не обязательно) вблизи источника питания.

Гляциосуспензиты мелководного гляциального шельфа (на примере Баренцева моря)

В последние годы мощные толщи ленточноподобных коричневых глин были установлены при инженерно-геологическом бурении в акватории Баренцева моря. Эти образования составляют так называемый второй сейсмокомплекс и мощность их достигает 70 м. Эти глины имеют очень широкое развитие, распространены до отметок около минус 300 м и отсутствуют лишь в зоне мелководья (на глубинах менее 90–100 м). Наибольшую мощность они имеют в крупных изометричных впадинах, расположенных к югу и юго-востоку от Гусиной банки, к востоку от о. Колгуева и в узких протяженных желобах – Северном и Южном Канинских, Гусином и др. В разрезе коричневых глин наряду с доминирующими тонкими глинистыми образованиями (содержание пелитовой фракции до 80–90%) почти постоянно присутствуют маломощные (до 1 см) прослои алевритов, реже – прослои темно-серых «мореноподобных» миктитов, которые обнаружены в разрезах периферических частей крупных впадин. В северных и северо-западных (Приновоземелъских) районах Баренцева моря коричневые глины полностью впадают из разреза четвертичных отложений, и голоценовые осадки залегают непосредственно на темно-серых суглинках верхневалдайской морены.

Подробно этот тип суспензитов был описан ранее [Лаврушин и др., 1991]

Наиболее полный разрез этих глин вскрыт скв. 32 и 33, пробуренных к югу от Гусиной банки (глубины моря около 120 м). Здесь глины залегают в интервале 1,25–73 м, однако коричневые разновидности наблюдаются лишь ниже инт. 5–9 м. Подошва глин и их контакт с валунными суглинками на отм. 73,0 м – четкая, слабо волнистая, а граница с перекрывающими, явно голоценовыми глинистыми песками – отчетливая, ровная. В разрезе глин выделяется 9 пачек, связаных постепенными переходами, поэтому приводимые ниже цифровые обозначения границ между ними имеют в значительной степени условный характер. Выделяются следующие пачки (сверху вниз):

1. 9,0–16,0 м.Глины светло-коричневые с черными обогащенными гидротроилитом тонкими алевритовыми слоями (5–6 мм) и слойками тонкого серого алеврита (1–3 см). Интервалы между прослоями алевритов составляют 5–10 см. Наблюдаются мелкие оползневые деформации.
2. 16,0–50,0 м. Глины коричневые с тонкими (от менее 1 до 2 мм) слойками мелкого желтовато-серого алеврита и редкими черным глинистыми прослоями. Прослои алевритов распределены по разрезу крайне неравномерно: интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. В глинах наблюдается тончайшая (доли мм) слойчатость. Так же, как и в вышележащей пачке имеются следы оползневых деформаций. Чрезвычайно редко встречается единичный щебень темно-серых плотных алевритов.
3. 50,0–57,0 м. Коричневые глины с многочислен-

ными тонкими (от долей мм до 2–3 мм) прослоями светлых коричневато-серых алевритов.

4. 57,0–59,0 м. Глины темно-коричневые с красноватым оттенком. С интервалом в 5–10 см встречаются прослои (0,4–3,0 см) тонких темно-серых глин, имеющих резкие четкие нижние границы и постепенные верхние.
5. 59,0–61,0 м. Коричневые глины с комочками темно-серых суглинков разнообразной формы и размера (от нескольких мм до 5–6 см). В наиболее крупных комочках суглинков постоянно встречается грубообломочный материал гравийной размерности. Количество суглинистых комков в инт. 59–60 м увеличивается настолько, что они образуют сплошное слоевидное скопление мощностью до 10–20 см. Здесь же встречается много обломков литифицированных осадочных пород. Во всем описываемом интервале широко распространены оползневые деформации.
6. 61,0–66,0 м. Коричневые глины с красноватым оттенком аналогичные глинам интервала 57,0–59,0 м.
7. 66,0–69,0 м. Глины темно-коричневые с единичными тонкими прослоями темно-серых глин и отдельными крупными комочками плотных темно-серых суглинков. Длинная ось комочков ориентирована горизонтально. В глинах исчезает красноватый оттенок, характерный для отложений вышележащей пачки. Осадки иногда нарушены оползневыми деформациями.
8. 69,0–73,0 м. Глины темно-коричневые. В отличие от вышележащей пачки количество комочков темно-серых суглинков в них увеличивается. Иногда они образуют даже слоевидные скопления.

Как уже отмечалось, ленточноподобные осадки распространены в основном в южной части Баренцева моря. В других районах этот тип отложений распространен локально, например, в северо-западной части бассейна. Там этот литогенетический тип представлен темно-серыми глинами с тонкими слойками алевритов и имеет четко выраженное циклическое строение. Каждый цикл начинается частым переслаиванием глин и алевритов. Мощность глинистых прослоев достигает 2–5 см, алевритовых – 2–3 мм. К кровле цикла мощность глинистых прослоев увеличивается до 15–17 см. Всего выделяется четыре цикла, мощность каждого из которых составляет 0,5–0,8 м. Грубообломочный материал и визуально устанавливаемые органические остатки отсутствуют.

Учитывая возможные механизмы и условия формирования описанной толщи, нам представляется возможным выделить шесть разновидностей глин, формирование которых в той или иной степени связано с автокинетическими процессами, генерируемыми отступающим верхневалдайским ледником.

В самом основании разреза глин (инт. 69,0–73,0 м) отложения могут быть отнесены к гляциотурбидному типу, формировавшемуся в бассейне в непосредственной близости от края отступавшего ледника. Поскольку изменение положения ледника обычно носит пульсационный характер, то это и нашло свое прямое отражение в особенностях строения нижней пачки. Здесь в осадках постоянно встречается сравнительно большое количество комочков суглинков, которые иногда даже формируют маломощные самостоятельные прослои. Наличие суглинистых включений свидетельствует о том, что накопление глин мутьевыми потоками часто нарушалось более высоко-плотностными гляциотурбидными потоками, которые несли во взвешенном состоянии большое количество обломочного (комки моренных суглинков) материала.

Выше (инт. 73–69 м) залегают осадки, которые формировались в зоне бассейна, уже значительно удаленной от края отступавшего ледника. В глинах суглинистые комочки встречаются значительно реже, меньше становится и тонких прослоев темно-серых глин, который, очевидно, образовались за счет глинистого вещества матрикса моренных суглинков, диспергированного в гляциотурбидном автокинетическом потоке. При этом более грубозернистый материал, освобождающийся из суглинков, отлагался в дистальной, периферической части бассейна. В глубоководные районы попадали лишь отдельные недиспергированные комочки, которые в виде «грубозернистого» материала встречаются в глинах.

Третья разновидность глин залегает в интервале 57,0–66,0 м. Глины имеют характерный красноватый оттенок, свойственный поверхностному 5–10-сантиметровому слою хорошо аэрируемых осадков, контактирующих с обогащенными кислородом придонными водами. Поступление глинистого материала в летний период носило, скорее всего, пульсационный характер. Каждая вновь поступающая порция глинистой суспензии нарушала ранее накопленный слой. В результате мощность окисленного горизонта сравнительно велика. С циклическим поступлением суспензий, по-видимому, связана размытость верхних границ слоев темно-серых глин, которые, вероятно, в значительной степени отражают восстановительную обстановку. В какой-то период накопления описываемого типа глин произошло временное наступление ледника. Этому периоду соответствовало накопление осадков в интервале 50–61 м, которые представ-

ляют собой гляциотурбидиты с большим количеством комочков суглинков и обломков литифицированных осадочных пород. Судя по небольшой мощности интервала гляциотурбидитов прогрессирующая активность края ледника была непродолжительной.

Четвертая разновидность глин, которые можно рассматривать, как типичные ленточные обнаружен в интервале 50,0–57,0 м. Они представляют собой равномерно ритмичные отложения, в которых каждый ритм представлен 2–3 мм слоем алеврита и 1–2 см слоем глины. Учитывая исключительно равномерную ритмичность и сравнительно небольшую мощность глинистых прослоев, можно предположить, что рассматриваемый горизонт ленточных глин формировался в удаленной от края ледникового покрова части акватории.

Залегающие выше глины (инт. 16–50 м), относимые ко второму подтипу ленточных глин, характеризуются крайней неравномерностью распределения по разрезу прослоев алевритов. Интервалы между ними изменяются от первых сантиметров до 15–20 см и более. Такое строение разреза объясняется периодической изменчивостью интенсивности абляции, с которой связан принос материала в бассейн осадконакопления.

Следующая разновидность глин выделяется в интервале 9–16 м. В отличие от вышеописанного этот подтип характеризуется равномерной ритмичностью отложений, в которых прослои алевритов мощностью 5–6 мм чередуются с прослоями глин5–10 см. Увеличение мощности глинистых прослоев по сравнению с первым подтипом легочных глин свидетельствует, на наш взгляд, о существенном удалении источника осадочного материала (края деградирующего ледника). Справедливость этого предположения подтверждается литологическим составом залегающих выше глин, которые выделяются в особый, переходный тип отложений.

Описанные ленточные глины, учитывая предложенный механизм их формирования из суспензионных потоков талых ледниковых вод, также могут быть отнесены к гляциоритмитам.

Переходная разность глин залегает в интервале 5–9 м и отражает период завершения перестройки бассейна из полузамкнутого солоноватоводного водоема в открытый бассейн нормальной солености. Поэтому в основании горизонта глины имеют коричневый оттенок, который в верхней части горизонта совершенно исчезает, и глины становятся серыми. Такое изменение цвета характеризует смену окислительных условий осадконакопления восстановительными.

Таким образом, постепенная деградация ледников в позднеледниковье носила пульсирующий характер. В этот период во впадинах юго-восточной части бассейна и на ограниченных участках северо-западных районов сформировалась серия замкнутых или полузамкнутых солоноватоводных бассейнов, которые, благодаря запруживающей роли отступающих ледников, имели крайне ограниченную связь с водами Атлантики. В эти полузамкнутые водоемы из окружающих тающих ледяных массивов поступала масса взвешенного материала. При импульсивном поступлении масс разжиженного материала формировались более высокоплотностные потоки, которые приводили к формированию толщи коричневых глин с прослоями алевритов и темно-серых глин с комочками суглинков, реже с прослоями песков и суглинков, являющихся своеобразным ковром волочения. Необычный, преимущественно коричневый цвет осадков в южной части акватории был связан в значительной своей части с преобразованием глинистых минералов (биотита) в солоноватоводной обстановке.

Формирование описанных отложений непосредственно связано с гляциалъным факторам. При этом отступающий ледник здесь выполняет несколько функций. За счет своей экзарационной деятельности он образует желоба, становящиеся зонами активного осадконакопления в период дегляциации. Во-вторых, формируя морену, аккумулирует в бассейне массы осадочного материала; в-третьих, поставляет в прилегающих бассейн большие объемы пресных вод, выносящих моренный материал и формирующие суспензионные потоки вещества; и, наконец, отступавшие ледники до какого-то определенного этапа могут играть роль своеобразных природных дамб, отделяющих приледниковые бассейны от морских вод. Дальнейшая деградация ледника и продолжающееся повышение уровня моря в связи с послеледниковой трансгрессией существенно изменило соотношение поступающих в бассейн седиментации пресных и соленых морских вод: количество первых значительно сократилось, а поступление тяжелых морских вод увеличилось. Это должно было привести к расслоению водной массы в наиболее глубоких депрессиях морского дна: морские воды нормальной солености накапливались в придонных горизонтах (глубже 150–250 м), а на поверхности формировался существенно опресненный слой морской воды. Подобное расслоение и послужило, на наш взгляд, основной причиной того, что заметной мощности ленточные глины почти выклиниваются на южном борту Центральной впадины на глубинах

около 250–300 м. Следует заметить, что обстановка, существовавшая в Центральной впадине в позднеледниковье, судя по палеогеографическим реконструкциям, должна была бы способствовать формированию суспензионных потоков, а следовательно, и накоплению мощной толщи гляциоритмитов на дне впадины. Поэтому можно предположить, что суспензионные потоки на склонах Центральной впадины на самом деле существовали. Однако, продвигаясь по склонам и достигая поверхности галоклина, который был расположен на глубинах 150–250 м, скорость суспензионных потоков при переходе в более плотную среду резко уменьшалась, и весь взвешенный материал отлагался на поверхности склона. Таким образом, галоклин являлся естественным барьером на пути суспензионных потоков, глубже которого формирование ленточноподобных отложений становилось невозможным.

Наконец, важно подчеркнуть, что максимальное распространение толщ коричневых глин территориально связано с Печорским морем и Мурманской банкой. Скорее всего подобную их пространственную приуроченность можно объяснить палеогляциологическими особенностями дегляциации, связанными с наличием в этих районах зон сочленения различных ледниковых покровов, о также более быстрым образованием ингрессионных приледниковых заливов. В северных районах пока подобных толщ не обнаружено. Скорее всего это может быть связано с медленным фронтальным отступанием ледниковых покровов. В этом случае в разрезе строение отложений мелководного гляциалъного шельфа несколько упрощается: из него исчезают толщи замкнутых и полузамкнутых бассейнов.

Криосуспензиты перигляциальной зоны последнего оледенения

Ленточноподобные ритмичнослоистые отложения известны в Прикаспии и в генетическом плане они относятся всеми исследователями к отложениям раннехвалынской трансгрессии. Раннехвалынские глины северного Прикаспия изучались многими исследователями [Москвитин, 1962; Приклонский и др, 1956; Федоров, 1978; Свиточ, 1991; Бадюкова, 2000; и др.]. Нами они были детально изучены в ряде разрезов (Цаган-Аман, Колобовка, Средняя Ахтуба и др.), результаты этих работ опубликованы ранее [Чистякова, 2001].

Выделяются следующие основные разности раннехвалынских глинистых отложений:

Глины шоколадные, плотные, содержащие только отдельные прослои и присыпки алеврита. Мощность чисто глинистых прослоев 8–30 см, алевритовых – от несколько миллиметров до 3 см.

Встречены единичные раковины морских моллюсков, внутри пустые, не заполненные терригенным материалом, что также свидетельствует об очень спокойном гидрологическом режиме бассейна осадконакопления.

Можно выделить несколько разновидностей, в зависимости от содержания алевритовых прослоев в глинах:

а). Преобладание чистых глин, алевриты присутствют в виде волосяных прослоев и присыпок Мощность чисто глинистых прослоев 8–30 см.

б). Глины с тонкими прослоями алевритов. Мощность глинистых прослоев 4–10 см, алевритовых – несколько мм, иногда до 3 см.

в). Переслаивание прослоев массивных глин (или с очень тонкой слабо выраженной слойчатостью) и прослоев, которые характеризуются очень четкой тонкой горизонтальной слоистостью, обусловленной различным содержанием алевритовых частиц (отложения, переходные к следующему типу).

Данная разновидность глинистых отложений наиболее полно представлена в разрезе Колобовка, где они составляет основную часть разреза, в других разрезах пачки глин данного типа имеют мощность до 0,4 м

2. Глина с очень тонкой четкой горизонтальной слоистостью. Переслаивание слойков чистой глины коричневого цвета и светло-коричневого алеврита. Мощность слойков глин до 5 см, алевритов – до 2–3 мм, но преобладают слойки мощностью около 1 мм. Слоистость очень четкая, обе границы слойков резкие, иногда слоистость нарушена ходами илоедов, заполненными алевритом. Алевритовые слойки часто пропитаны гидроокислами железа, причем наиболее сильно – на границе с глинистыми слойками. Алевритовые слойки сильно карбонатны. Глинистые слойки содержат карбоната кальция существенно меньше. Глинистые слойки алевритовых зерен практически не содержат, есть волосяные слойки, толщиной буквально в 1–2 зерна, сложенные практически исключительно кварцем.

3. Четкое ритмичное переслаивание шоколадных глин и алевритов, имеющих примерно одинаковую мощность (от 1 до 10 см в разных разрезах). Часто наблюдается слоистость нескольких порядков. В прослоях алевритов отмечается тонкая четкая слоистость (мощность слойков до 1 мм, чередуются алевриты и алевроглины). В глинах иногда имеется тонкая слойчатость. Для данного типа отложений также характерны четкие границы между отдельными прослоями.

Вторая и третья разновидность глин слагает основную часть всех изученных разрезов.

4. Алевриты глинистые светло-коричневые и светло-серые. Отложения характеризуются четкой горизонтальной слоистостью с мощностью слойков 1–3 мм, иногда до 5 мм, обусловленной переслаиванием светло-серых алевритов и коричневато-серых алевроглин. В прослоях алевроглин отмечается более тонкая слабовыраженная слоистость. Все алевриты сцементированы карбонатно-глинистым цементом, светло-серые прослои алевритов более карбонатны, коричневато-серые алевроглины – менее карбонатны. Слоистость преимущественно горизонтальная, но есть и пологонаклонные косые серии.

Данный тип отложений наиболее характерен для разрезов Средняя Ахтуба и Цаган-Аман.

5. Песчано-алевритовые отложния, рыхлые или слабосцементированные карбонатно-глинистым цементом, слоистость не наблюдается. Эти прибрежно-мелководные отложения в виде слоя мощностью 5–20 см. прослеживается в нижней части многих разрезов. Именно к этим отложениям приурочено большое количество раковин морских моллюсков.

Общие закономерности осадконакопления ленточных и ленточноподобных отложений

Одной из важнейших закономерностей осадконакопления описанных образований является их примерная одновозрастность. По имеющимся в настоящее время публикациям накопление гляциосуспензитов происходило в интервале времени 13–10 тыс. лет назад. При этом в акватории Баренцева моря, особенно в его южной части, мощность их достигала 70 метров, что позволяет говорить о лавинном типе осадконакопления. Это вполне увязывается с гляциотурбидитовым механизмом накопления описанных отложений. В отличие от накопления типичных турбидитов, в рассматриваемых ситуациях склоны различной крутизны находились в субаэральной обстановке, образованной глетчерным льдом, а собственно накопление осадков происходило в субаквальной (озерной или морской) обстановке. При этом основным механизмом привноса осадков служили мутьевые потоки, образованные талыми ледниковыми водами. При этом плотность потоков была различной и зависела не только от расхода талых водно-ледниковых рек и ручьев, но и от количества заимствованного из толщи мореносодержащего льда количества несомого материала. Вторая особенность осадконакопления была обусловлена кинематикой фронтальной части ледникового покрова, его трансгрессивно-регрессивными подвижками, что также сказывалось на фациальной обстановке осадконакопления.

Примерно аналогичные условия осадконакопления происходили в депрессиях Балтийского моря, а также частично в прилежащих понижениях ледникового рельефа. В пределах последних максимальная мощность гляциосуспензитов достигает 30 м, что также характеризует временами возникавшие лавинные скорости осадконакопления.

Еще одна важная особенность осадкопления гляциосуспензитов свяна с тем, что осадконакопление (в морских условиях) из-за обилия мути, происходило, по-существу, в «мертвом» бассейне, что было показано польскими исследователями на примере фьордов Шпицбергена [Биогеоценозы ..., 1996].

Что касается криосуспензитов, особенно ленточноподобных отложений раннехвалынской трансгрессии, то, естественно, талые воды последнего оледенения не имели в их формировании никакого значения. Край последнего оледенения находился своей большей частью вне бассейна Волги.

Появление мутьевых потоков, как нам представляется, было связано с деградацией вечной мерзлоты в перигляциальной зоне на побережьях раннехвалынского бассейна, существование которого было в своей значительной части связано с позднеледниковьем. При этом, как известно из литературы, на побережьях – в зоне мобилизации осадочного вещества, происходило уже образование ритмично-слоистых отложений делювиально-солифлюкционного происхождения, а из многочисленных оврагов и балок происходил массовый вынос материала непосредственно в бассейн осадконакопления.

В заключение сформулируем некоторые выводы общего значения, имеющие непосредственное отношение к турбидитовому осадконакоплению. Как известно, основные закономерности проявления последнего были сформулированы для океанских акваторий. Возникновение этого процесса было обусловлено контрастностью подводного рельефа и соответствующим разного генезиса высокоплотностных потоков.

В настоящей статье сделана попытка расширить существующие представления о турбидитовом осадконакоплении. В частности, речь идет о необходимости выделения не только субаквально-океанских турбидитов, но и субаэральных или смешанного типа, таких как субаэрально-шельфовые.

Что касается субаэрально-шельфовых или озерно-ледниковых, то в данном случае речь идет об описанных в настоящей статье гляциотурбидитовых ритмитах. Как было показано,

контрастность рельефа в данном случае остается одним из важнейших факторов, способствующих их образованию Эта контрастность создается краевой частью деградирующего ледникового покрова. Для криосуспензитов контрастность рельефа имеет, по сравнению с изменениями климата, меньшее значение. Главное влияние приобретает таяние вечной мерзлоты и связанное с этим процессом образование высокоплотностных потоков осадочного вещества.

Необходимо особенно подчеткнуть, что субаэральное турбидитовое осадконакопление связано не только с позднеледниковьем. Уж давно его проявление отмечалось в обстановке формирования крупных дельт. К этому же типу осадкообразования может быть отнесено формирование селевых потоков, особенно свойственных орогенным сооружениям и т.д. Уже даже столь незначительное количество примеров, на которые сделаны ссылки в настоящей работе, дает основание считать, что процессы турбидитового осадконакопления отличаются большим разнообразием и дальнейшее их изучение может способствовать раскрытию новых закономерностей теории седиментогенеза.

Работа выполнена по проекту 8.3 ОНЗ РАН.

Литература

Биогеоценозы гляциальных шельфов Западной Арктики. Апатиты, 1996. 284 с.

Бадюкова Е.Н. Генезис хвалынских (плейстоцен) шоколадных глин Северного Прикаспия. Бюлл. МОИП. Отд. геол, 2000. Т. 75, вып. 5. С. 25–31

История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб: Наука. 1990. 406 с.

Лаврушин Ю.А., Васильев В.П., Эпштейн О.Г. Специфические особенности строения отложений мелководного гляциального шельфа // Геолого-палеоэкологические обстановки четвертичного периода. ГИН РАН. М., 1991. С. 68–86.

Лаврушин Ю.А. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1963. Вып. 87. 263 с.

Лаврушин Ю.А. Некоторые особенности механизма накопления ритмично-слоистых отложений склонов / В кн.: Четвертичный период и его история. М.: Наука, 1965. С. 91–104.

Леонов Ю.Г., Лаврушин Ю.А., Антипов М.П., Е.А. Спиридонова, Я.В. Кузьмин, Э. Джалл, С. Бурр, А. Желинская, Ф. Шали. Новые данные о возрасте отложений трансгрессивной фазы раннехвалынской трансгрессии – Доклады РАН, 2002, Т. 386, № 2.

Лисицын А..П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении. М.: Наука, 1988. 309 с.

Москвитин А.И. Плейстоцен Нижнего Поволжья // Тр. ГИН АН СССР, 1962, Вып. 64, 269 с.

Пиррус Э.А. Ленточные глины Эстонии. Таллин: Изд-во Валгус, 1978. – 143 с.

Свиточ А.А. Колебания уровня Каспийского моря в плейстоцене. // Палеогеография и геоморфология Каспийского региона в плейстоцене. М., Наука, 1991. с. 3–100.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия // Тр. ГИН АН СССР. 1978. Вып. 310. 164 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и геологическая история Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР. М.: Наука. 1957. вып. 10. 296 с.

Приклонский В.А., Горькова И.М., Окнина Н.А. и др. Инженерно-геологические особенности хвалынских глинистых пород в связи с условиями их формирования. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., 1956. Т. 13.

Чистякова И.А. Вещественный состав отложений раннехвалынской трансгрессии // Бюлл. Комиссии по изуч. четв. периода. № 64. 2001. С. 60–69.

Ahly G.M. Rhythmic sedimentation in glacial lake Hitchcook, Massachusetts – Connecticut // Glaciofluvial and Claciolacustrine Sedimantation. 1975. Special Publication № 23. P. 304–320.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

ПРИРОДНАЯ СРЕДА ПАЛЕОЛИТА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ

Я.В. Кузьмин

ВВЕДЕНИЕ

Изучение условий обитания палеолитического человека на юге Дальнего Востока России началось в 1950-х гг. [Петрунь, 1956; Ганешин, Окладников, 1956]. В 1960–1970-х гг. были получены палеогеографические данные для ряда памятников палеолита Приморья [Окладников и др., 1968; Никольская, 1970; Алексеев, Голубева, 1973; Андреева, Худяков, 1973; Оводов, 1977]. Работы в Приморье были продолжены автором в 1980–1990-х гг. [Кузьмин, 1992, 1994]. Изучение палеогеографии палеолита Приамурья и Сахалина проводилось в основном в 1970–1990-х гг. [Цейтлин, 1979; Зенин, 1996; Kuzmin et al., 1998; Джалл и др., 1999; Кузьмин, Чернюк, 2000]. В данном сообщении подводится итог почти 50-летних исследований в области геоархеологии палеолита региона.

В качестве объектов изучения были выбраны наиболее хорошо изученные археологами памятники – Устиновка 1, Устиновка 6, Суворово 4, Горбатка 3, Илистая 1, пещера Географического общества (Приморье); Усть-Ульма 1, Малые Куруктачи (Среднее Приамурье); Голый Мыс 4 (Нижнее Приамурье); Огоньки 5 (Сахалин) (рис. 1), детально описанные в ряде публикаций [Деревянко, 1983; Васильевский, Гладышев, 1989; Кузнецов, 1992; Шевкомуд, 1994; Деревянко, Зенин, 1995; Васильевский и др., 1997; Василевский, 1997; Табарев, 2000; Кононенко, 2001; Крупянко, Табарев, 2001]. Основными методами изучения были стратиграфический, литологический, палинологический и радиоуглеродный (^{14}C). В качестве природного фона существования древних культур использовалась палеогеографическая информация, полученная при изучении опорных разрезов позднеплейстоценовых отложений [Алексеев, 1978; Разрез новейших ..., 1978; Короткий и др., 1980, 1988, 1997; Александрова, 1982; и др.].

РЕЗУЛЬТАТЫ

Приморье

Наиболее древним памятником является пещера Географического общества, для которой получена серия ^{14}C дат (табл. 1). Датирование двух образцов кости из слоя 4, где были найдены палеолитические орудия [Оводов, 1977], показало, что этот слой имеет возраст более 38000-40000 ^{14}C лет назад (л.н.). Вероятно, другие кости, по которым в 2000 г. получены ^{14}C даты ([Кузьмин и др., 2001]; см. табл. 1), также относятся к слою 4. В целом памятник может быть датирован около 40000–34300 л.н. Палинологические данные [Алексеев, Голубева, 1973] свидетельствуют о произрастании в окрестностях пещеры хвойно-широколиственных лесов.

Памятники в долине р. Зеркальной (Тадуши) – Устиновка 1, Устиновка 6, Суворово 4, в 1990-х гг. были детально изучены автором [Кузьмин, 1994], Н.Б. Верховской и А.С. Кундышевым [1996], а также А.М. Коротким [Кононенко и др., 2001]. Для памятника Устиновка 1 до сих пор нет надежных ^{14}C дат, однако комплекс литологических и палинологических данных позволяет отнести его к максимуму последнего оледенения, около 20000–18000 л.н., т. е. к партизанскому (сартанскому) времени. Памятник Суворово 4 в настоящее время надежно датирован в интервале 15900–15100 л.н. (см. табл. 1). Палинологические данные свидетельствуют о преобладании березово-лещиновых лесов. Памятник Устиновка 6 имеет ^{14}C даты около 11800–11600 л.н. (см. табл. 1); по палинологическим данным реконструируется растительность разреженных березовых лесов с примесью широколиственных пород и зарослями лещины. Все это позволяет поместить Устиновку 6 в позднеледниковье и сопоставить время ее существования с одним из потеплений, вероятнее всего аллередом.

Два памятника – Горбатка 3 и Илистая 1 – расположены в долине р. Илистой (Лефу), и были изучены автором [Кузьмин, 1994]. Для Горбатки 3 имеется ^{14}C дата, полученная из подстилающих культурный слой отложений – 13500±200 л.н. (СОАН-1922). Памятник, несомненно, моложе этой даты, и может быть датирован около 13000–12500 л.н. (потепление беллинг). Для памятника Илистая 1 получена ^{14}C дата 7840±60 л.н. (Ки-3163); палинологические данные указывают на существование человека в условиях березово-лещиновых лесов с примесью

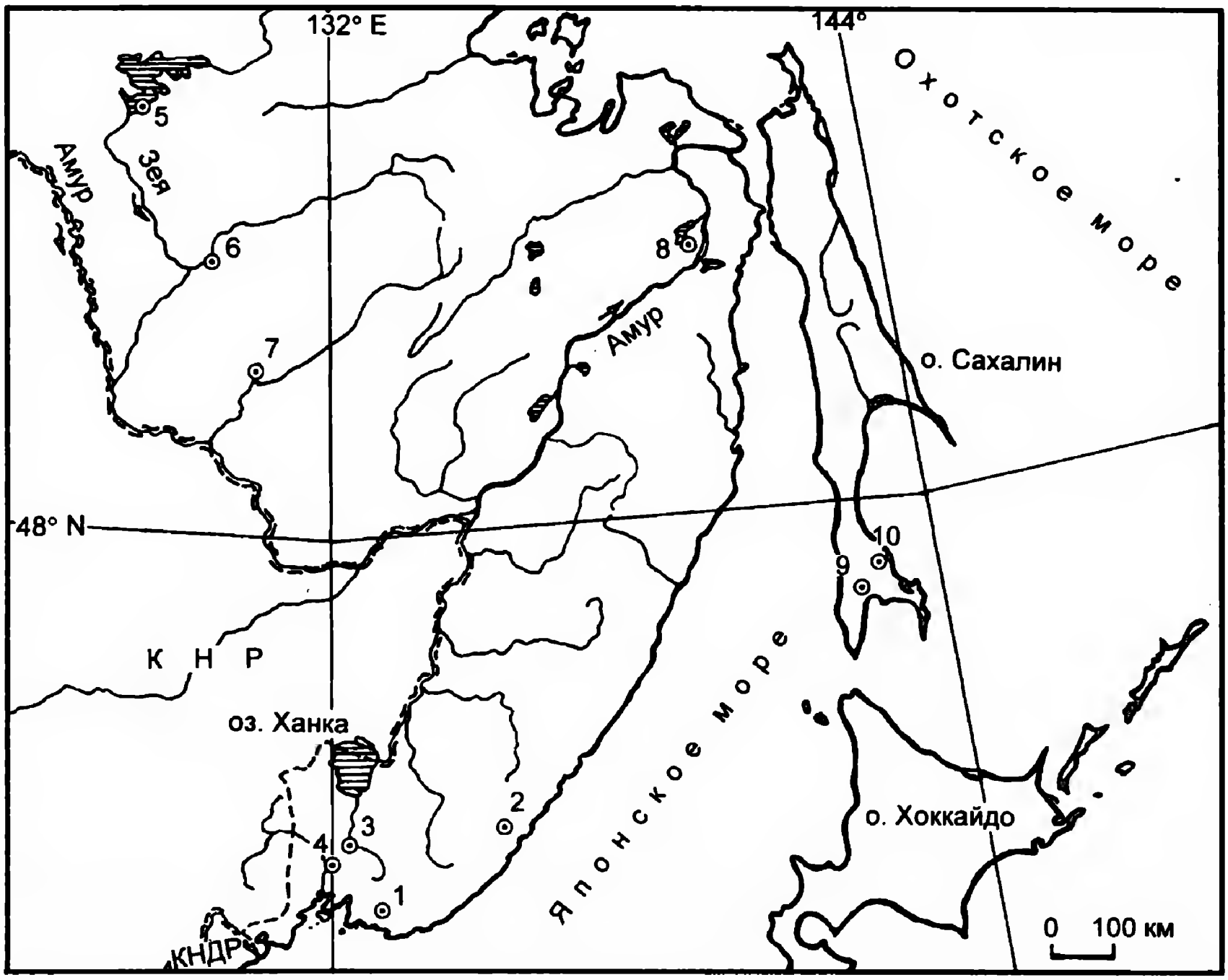


Рис. 1. Изученные геоархеологическими методами памятники палеолита юга Дальнего Востока России
1 – пещера Географического общества; 2 – Устиновка 1, Устиновка 6, Суворово 4; 3 – Горбатка 3, Илистая 1; 4 – Тимофеевка 1; 5 Филимошки; 6 – Усть-Ульма 1; 7 – Малые Куруктачи; 8 – Голый Мыс 4; 9 – Огоньки 5; 10 – Сокол, Такое 2.

широколиственных пород. Такие же спорово-пыльцевые спектры были получены для памятника Тимофеевка 1 в долине р. Раздольной (Суйфун) (см. рис. 1) [Кузьмин, 1994]. Возможно, что дата для Илистой 1 соответствует не палеолитическому, а более позднему слою, присутствующему на памятнике. Изучение хронологии палеолита и неолита Приморья в последние годы дало возможность датировать начало неолита (связанное прежде всего с появлением керамики) около 10800–9500 л.н. [Кузьмин, 1998; Кононенко, 2001].

Таким образом, палеолитические памятники Приморья существовали во второй половине позднего плейстоцена, около 40000–11500 л.н., в том числе, вероятно, и во время максимума последнего оледенения (20000–18000 л.н.). Рубеж между палеолитом и неолитом может быть намечен около 11000 л.н., возможно, вплоть до 9500 л.н.

Приамурье

В долинах Амура и Зеи известен ряд памятников, которые археологи до последнего времени относили к нижнему палеолиту – Филимошки, Усть-Ту, Кумары, Богородское, и предварительно датировали средним плейстоценом [Деревянко, 1983]. Залегание артефактов в переотложенном состоянии (Филимошки, Усть-Ту) либо на поверхности (Кумары, Богородское) не дает возможности достоверно оценить их возраст. Для стоянки Филимошки (см. рис. 1) можно только сказать, что последняя фаза переотложения артефактов имела место около 20000 л.н. – по торфу, залегавшему на одном уровне с орудиями, получена ^{14}C дата 20350±850 л.н. (СОАН-825) [Орлова, 1995].

В Среднем Приамурье наиболее древним достоверным памятником палеолита является Усть-Ульма 1. Из культурного слоя получена ^{14}C дата около 19400 л.н. (см. табл. 1). Принимая во внимание наличие мерзлотных текстур в культурном слое памятника [Зенин, 1996], его можно датировать временем максимума последнего оледенения, около 20000–19000 л.н. Наиболее полно изучен памятник Малые Куруктачи. Для него

Таблица 1. Радиоуглеродные даты палеолитических памятников юга Дальнего Востока России

Памятник	Дата, л.н.	Номер даты	Материал	Источник
Пещера Географического общества	> 40000	AA-37070*	кость	Кузьмин и др., 2001
	> 39000	AA-37068	кость	Кузьмин и др., 2001
	> 39000	AA-37074	кость	Кузьмин и др., 2001
	> 38000	AA-37071*	кость	Кузьмин и др., 2001
	> 37000	AA-37072	кость	Кузьмин и др., 2001
	> 36000	AA-37073	кость	Кузьмин и др., 2001
	35100±1900	AA-37069	кость	Кузьмин и др., 2001
	34510±1800	AA-38230	кость	Кузьмин и др., 2001
	34300±1700	AA-38229	кость	Кузьмин и др., 2001
	33420±600	AA-37183**	кость	Орлова и др., 2001
	33000±1000	GrA-16839**	кость	Орлова и др., 2001
	31550±600	GrA-16819**	кость	Орлова и др., 2001
	31500±980	СОАН-4067**	кость	Орлова и др., 2001
	32570±1510	ИГАН-341***	кость	Герасимов и др., 1983
Усть-Ульма 1	19350±65	СОАН-2619	уголь	Орлова, 1995
Огоньки 5	19320±145	AA-20864	уголь	Kuzmin et al., 1998
	18920±150	AA-25434	уголь	Kuzmin et al., 1998
	17860±120	AA-23137	уголь	Kuzmin et al., 1998
Суворово 4	15900±120	AA-36626	уголь	Джалл и др., 2000
	15340±90	AA-36625	уголь	Джалл и др., 2000
	15300±140	Ки-3502	уголь	Кузьмин, 1994
	15105±100	AA-9463	уголь	Кузьмин, 1994
Малые Куруктачи	14200±130	СОАН-3287	уголь	Орлова, 1998
	14070±1840	СОАН-3193	уголь	Орлова, 1998
	13815±150	AA-13399	уголь	Джалл и др., 1999
	13310±105	AA-13398	уголь	Джалл и др., 1999
	12485±80	AA-17212	уголь	Джалл и др., 1999
	12010±75	AA-23128	уголь	Джалл и др., 1999
	11730±70	AA-17211	уголь	Джалл и др., 1999
	11355±370	СОАН-3591	уголь	Кузьмин, Чернюк, 2000
	10520±95	СОАН-3590	уголь	Кузьмин, Чернюк, 2000
Голый Мыс 4	12925±65	AA-36277	уголь	Кузьмин и др., 2000
	12680±65	AA-36278	уголь	Кузьмин и др., 2000
	12610±60	AA-36279	уголь	Кузьмин и др., 2000
	12360±60	AA-36281	уголь	Кузьмин и др., 2000
	10340±50	AA-36280	уголь	Кузьмин и др., 2000
Устиновка 6	11750±620	СОАН-3538	уголь	Кузьмин, 1998
	11550±240	GEO-1412	уголь	Кононенко, Мамунин, 1996

*Даты получены из слоя 4

**Даты получены по одному образцу кости мамонта

***Дата, вероятно, получена из образца, отобранного выше культурного слоя

получена серия ^{14}C дат в интервале 14200–10500 л.н. (см. табл. 1). Согласно палинологическим данным, за время существования стоянки окружавшая ее растительность изменялась от лесотундры и березовых редколесий до разреженных лесов из березы и лиственницы с участием элементов теплолюбивой флоры (дуб, ильм, липа). Все это позволяют отнести стоянку Малые Куруктачи к одному из межстадиалов позднеледниковья.

В Нижнем Приамурье известен лишь один достоверный палеолитический памятник – Голый Мыс 4, для которого получена серия ^{14}C дат в интервале 13000–10300 л.н. (см. табл. 1).

Таким образом, в Приамурье палеолитические памятники существовали начиная с максимума последнего оледенения, около 20000 л.н., и вплоть до начала голоцена, около 10500 л.н. В интервале 13000–10500 л.н. финальнопалеолитические памятники сосуществовали с памятниками начального неолита [Кузьмин, 1998].

Сахалин

На Сахалине известен ряд палеолитических памятников, для которых были получены даты по обсидиану методом треков – 16300–11800 л.н. (Сокол) и 9000 л.н. (Такое 2) [Голубев, Лавров,

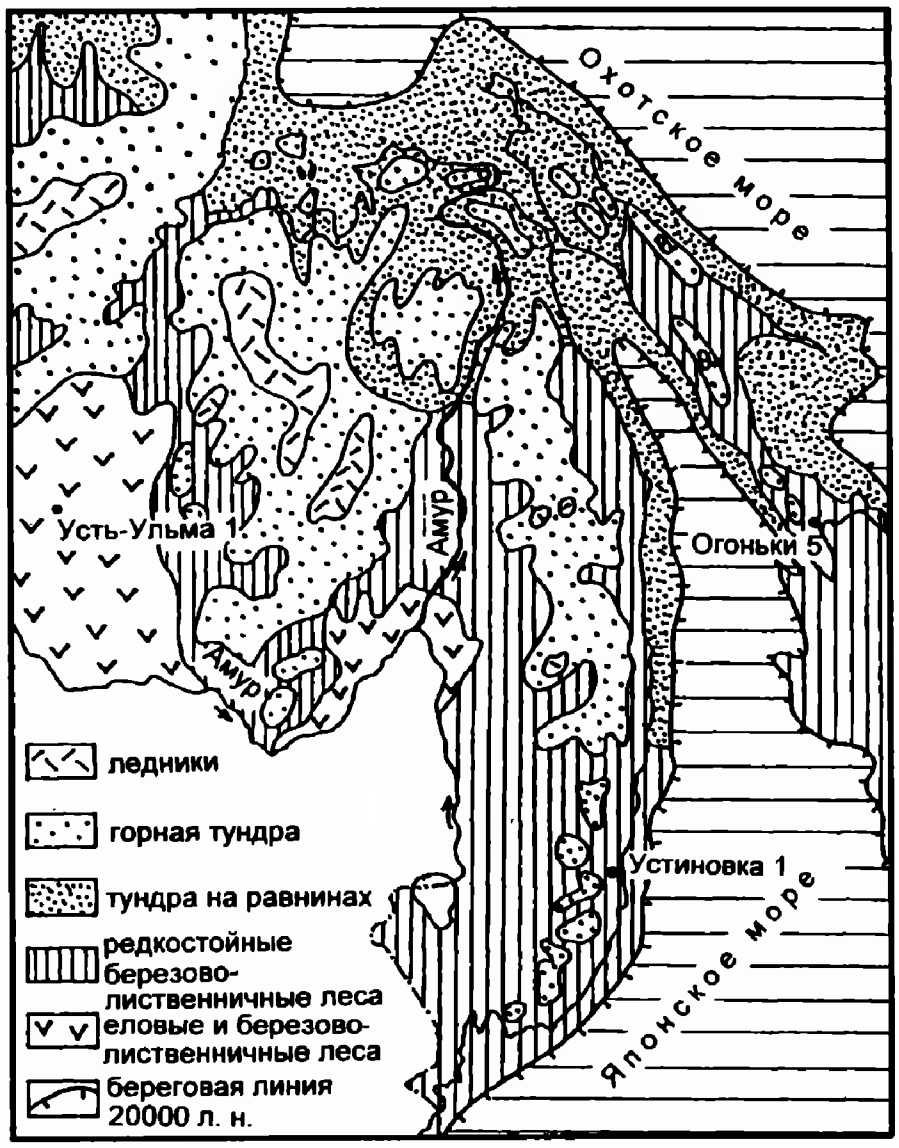


Рис. 2. Палеогеографическая обстановка времени максимума последнего оледенения на юге Дальнего Востока (Короткий и др., 1997) и археологические памятники этого времени

1988]. Детальному геоархеологическому изучению Сокол и Такое 2 (см. рис. 1) не подвергались, поэтому эти даты следует считать предварительными. Единственным хорошо изученным памятником палеолита Сахалина является Огоньки 5. Для него получена серия ^{14}C дат в интервале 19300-17900 л.н. (см. табл. 1). Палинологические данные свидетельствуют о существовании сильно разреженных пихтово-еловых лесов, с участием кустарников и единичных представителей широколиственных пород.

ОБСУЖДЕНИЕ

На современном этапе изучения геоархеологии палеолита юга Дальнего Востока России следует признать, что памятники в бассейне р. Амур, ранее относимые к нижнему палеолиту, могут быть датированы существенно моложе среднего плейстоцена. Так, С.М. Цейтлин [1979, с. 246–248] полагал, что возраст стоянки Филимошки – скорее всего, позднекаргинский, т. е. не древнее 30000–25000 л.н. В одной из недавних работ А.П. Деревянко [2001] склоняется к тому, что возраст памятников с галечной техникой, включая Филимошки и Кумары, может быть достаточно молодым, менее 50000 л.н.

Таким образом, следует считать наиболее древним в регионе памятником палеолита пещеру Географического общества. Мнение Р.С. Васильевского [1987] о том, что ^{14}C дата ИГАН-341 получена для образца, залегавшего выше слоя с артефактами, выглядит в свете новейших исследований справедливым, и возраст памятника представляется древнее, чем считалось ранее [Кузьмин, 1994]. Геоархеологические данные хорошо согласуются с общей палеогеографической картиной этого времени; существование хвойно-широколиственных лесов в Приморье характерно для данного отрезка черноручьинского (каргинского) времени, около 43000–33000 л.н. (фаза IIIв) [Короткий и др., 1997].

Возраст мамонтовой фауны из пещеры Географического общества, единственного представительного объекта с находками костей крупных плейстоценовых млекопитающих на всем Дальнем Востоке России, в настоящее время может быть удревнен по крайней мере до 40000 л.н. Образец кости мамонта, для которого получено 4 даты (см. табл. 1), не имеет четкой стратиграфической привязки, но ^{14}C даты в целом подтверждают каргинский возраст отложений пещеры.

Постоянное присутствие древнего человека на всем юге Дальнего Востока России установлено начиная с максимума последнего оледенения, около 20000–18000 л.н. (рис. 2). В это время на территории практически всего региона в горах была распространена тундровая и лесотундровая растительность, а на равнинах господствовали редкостойные березово-лиственничные и еловые леса [Короткий, 1993; Короткий и др., 1997; и др.]. В системе Буреинского хребта, а также в наиболее возвышенных частях Сихотэ-Алиня и гор Сахалина существовали небольшие горно-долинные и каровые ледники. В Нижнем Приамурье в горах господствовала тундровая растительность; равнины были заняты лесотундрами и березово-лиственничными редколесьями, и лишь на самом юге, в долине р. Амур, существовали участки темнохвойной растительности с единичными широколиственными породами. На Сахалине существовали горные тундры в Западно-Сахалинских и Восточно-Сахалинских горах, а также тундровая растительность на севере и березово-лиственничные леса в центре и на юге острова.

После максимума похолодания в Приморье в долине р. Зеркальной существовал памятник Суворово 4. Палинологические и радиоуглеродные данные, полученные для него, в целом согласуются с общей палеогеографической обстановкой в начале позднеледниковья, около 16000-15000 л.н.,

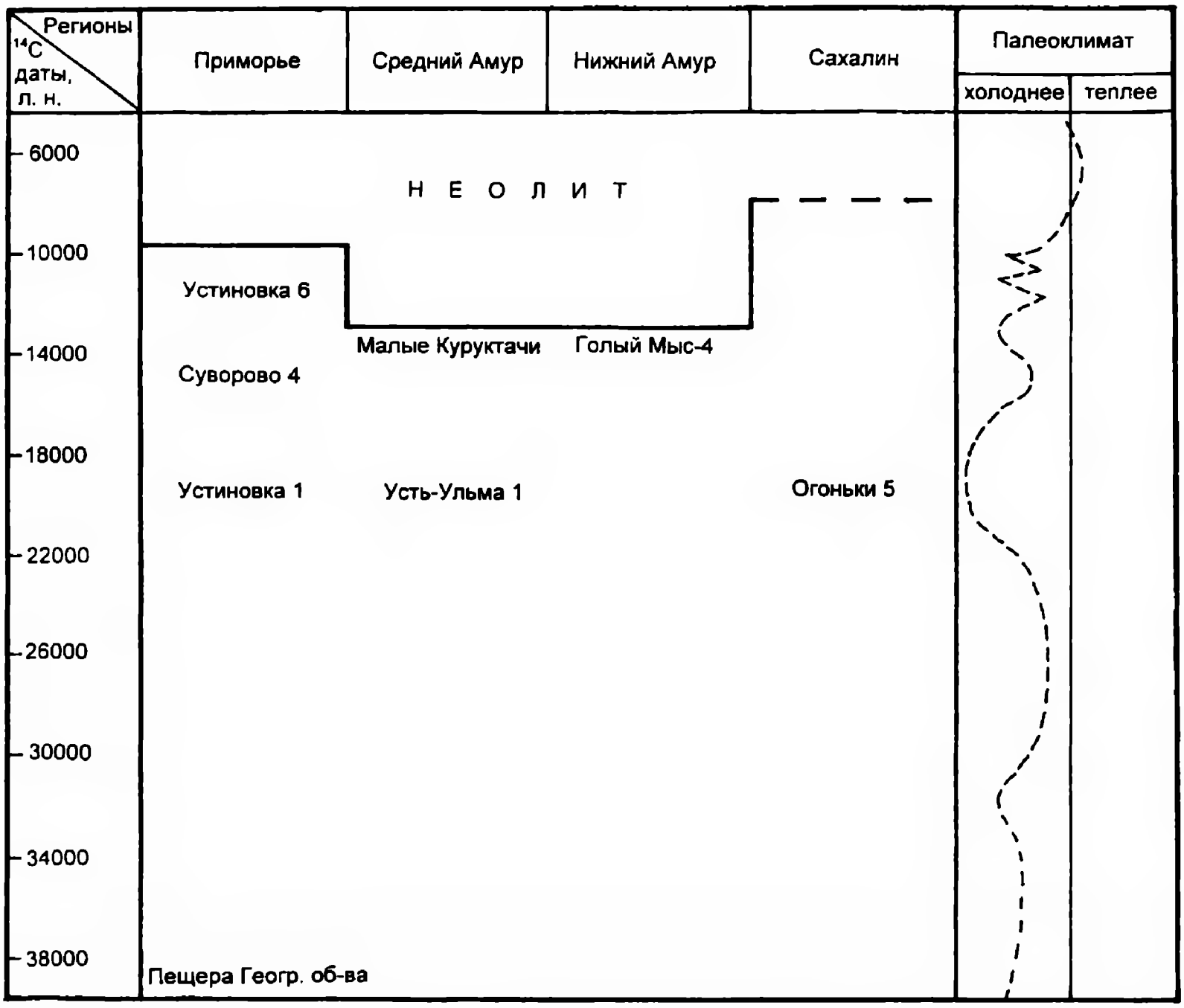


Рис. 3. Схема хронологии и палеоклиматических условий палеолита юга Дальнего Востока России

соответствующей относительному потеплению (фаза IIб); [Короткий и др., 1997]. Это не позволяет датировать Суворово 4 самым финалом плейстоцена и ранним голоценом, 11000–8000 л.н. [Кузнецов, 1992; Дьяков, 2000].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных работ установлено, что палеолитические памятники на юге Дальнего Востока России существовали начиная с около 40000 л.н. (рис. 3). Памятник в пещере Географического общества относится к черноручьинскому межстадиальному времени, и существовал в достаточно теплых климатических условиях. Во время максимума последнего оледенения, около 20000–18000 л.н., в условиях холодного и сухого климата древний человек прочно освоил территории Приморья, Приамурья и Сахалина. Начиная с этого времени, установлено непрерывное существование палеолитического человека в регионе. В позднеледниковье древний человек существовал в Приморье и Приамурье (вероятно, также и на Сахалине) на фоне постепенного потепления климата и увеличения роли темнохвойных и широколиственных пород в составе растительности. Время окончания эпохи палеолита в Приамурье датируется около 10500 л.н., в Приморье – около 11000–9500 л.н. На Сахалине этот рубеж изучен недостаточно (см. рис. 3).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 96-06-80688, № 99-06-80348 и № 02-06-80282) и Фонда Японии (1996 г.).

Литература

Александрова А.Н. Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 208 с.

Алексеев М.Н., Голубева Л.В. Новые данные по стратиграфии плейстоцена южного Приморья // Стратиграфия, палеогеография и литогенез антропогена Евразии. М.: ГИН АН СССР, 1973. С. 12–34.

Андреева Ж.В., Худяков Г.И. Палеолитический памятник на реке Зеркальной // Тр. Ин-та ист., археол. и этногр. ДВНЦ АН СССР. 1973. Т. 9. С. 15–32.

Василевский А.А. Памятники археологии Лютожской долины и их значение для палеолитоведения Дальнего Востока // Проблемы археологии каменного века. Уссурийск: УГПИ, 1997. С. 107–125.

Васильевский Р.С. Верхнепалеолитические культуры юго-восточного Приморья // Древности Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1987. С. 103–106.

Васильевский Р.С., Гладышев С.А. Верхний палеолит южного Приморья. Новосибирск: Наука, 1989. 184 с.

Васильевский Р.С., Крупянко А.А., Табарев А.В. Генезис неолита на юге Дальнего Востока России. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1997. 155 с.

Верховская Н.Б., Кундышев А.С. Палинологическая характеристика и проблема датирования культурных слоев археологических памятников бассейна реки Зеркальная // Поздний палеолит – ранний неолит Восточной Азии и Северной Америки. Владивосток: Дальпресс, 1996. С. 49–57.

Ганешин Г.С., Окладников А.П. О некоторых археологических памятниках Приморья и их геологическом значении // Матер. ВСЕГЕИ. 1956. Нов. сер. Вып. 1. Матер. по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири и Дальн. Востока. С. 50–57.

Герасимов И.П., Чичагова О.А., Черкинский А.Е., Афонский Б.Л., Алифанов В.М., Цыганов В.Г. Радиоуглеродные исследования радиометрической лаборатории Института географии АН СССР // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода. 1983. № 52. С. 205–211.

Голубев В.А., Лавров Е.Л. Сахалин в эпоху камня. Новосибирск: Наука, 1988. 240 с.

Деревянко А.П. Палеолит Дальнего Востока и Кореи. Новосибирск: Наука, 1983. 216 с.

Деревянко А.П. Некоторые проблемы в изучении палеолита в Сибири // Современные проблемы евразийского палеолитоведения (матер. докл. междунар. симпоз.). Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2001. С. С. 116–125.

Деревянко А.П., Зенин В.Н. Палеолит Селемджи. Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 1995. 160 с.

Джалл Э.Дж.Т., Кузьмин Я.В., Нестеров С.П., Орлова Л.А., Табарев А.В., Чернюк А.В., Черепанова М.В. Палеогеография и радиоуглеродная хронология палеолитической стоянки Малые Куруктачи в долине р. Бурея (Дальний Восток России) // Традиционная культура Востока Азии. Вып. 2. Благовещенск: Изд-во АмГУ, 1999. С. 43–47.

Джалл Э.Дж.Т., Крупянко А.А., Кузьмин Я.В., Табарев А.В. Новые радиоуглеродные датировки по археологическим комплексам восточного Приморья // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Т. 6. Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2000. С. 553–554.

Дьяков В.И. Приморье в раннем голоцене (мезолитическое поселение Устиновка-IV). Владивосток: Дальнаука, 2000. 228 с.

Зенин В.Н. Геоморфология и стратиграфия палеолитических памятников в устье реки Ульмы // Поздний палеолит – ранний неолит Восточной Азии и Северной Америки. Владивосток: Дальпресс, 1996. С. 83–87.

Кононенко Н.А. Экология и динамика археологических культур в долине р. Зеркальной в конце плейстоцена – начале голоцена (Устиновский комплекс, Российский Дальний Восток) // Арх., этногр. и антропол. Евразии. 2001. № 1. С. 40–59.

Кононенко Н.А., Гарковик А.В., Клюев Н.А. Этапы развития позднепалеолитической традиции камнеобработки (по материалам стоянок Устиновка-3, Устиновка-6, Устиновка-7 в долине реки Зеркальной) // Россия и АТР. 2001. № 3. С. 5–26.

Кононенко Н.А., Мамунин В.В. Новые микропластинчатые комплексы в Приморье // Поздний палеолит – ранний неолит Восточной Азии и Северной Америки. Владивосток: Дальпресс, 1996. С. 137–145.

Короткий А.М. Дальний Восток // Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии: поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. Вып. 1. Региональная палеогеография. М.: Наука, 1993. С. 73-81.

Короткий А.М., Караулова Л.П., Троицкая Т.С. Четвертичные отложения Приморья. Новосибирск: Наука, 1980. 234 с. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР. Вып. 429).

Короткий А.М., Плетнев С.П., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А., Разжигаева Н.Г., Сахебгареева Е.Д., Мохова Л.М. Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен – голоцен). М.: Наука, 1988. 240 с.

Короткий А.М., Гребенникова Т.А., Пушкарь В.С., Разжигаева Н.Г., Волков В.Г., Ганзей Л.А., Мохова Л.М., Базарова В.Б., Макарова Т.Р. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем плейстоцене – голоцене // Вестн. ДВО РАН. 1997. № 3. С. 121–143.

Крупянко А.А., Табарев А.В. Археологические комплексы эпохи камня в восточном Приморье. Новосибирск: Сиб. университет. изд-во, 2001. 104 с.

Кузнецов А.М. Поздний палеолит Приморья. Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1992. 240 с.

Кузьмин Я.В. Палеогеография и хронология древних культур эпохи камня Приморья // Геол. и геофиз. 1992. № 6. С. 126–131.

Кузьмин Я.В. Палеогеография древних культур Приморья в эпоху камня (Дальний Восток России). Владивосток: Дальнаука, 1994. 156 с.

Кузьмин Я. В. Радиоуглеродная хронология эпохи камня юга Дальнего Востока России и сопредельных территорий Северо-Восточной Азии // Радиоуглеродная хронология древних культур каменного века Северо-Восточной Азии. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 1998. С. 81–105.

Кузьмин Я.В., Шевкомуд И.Я., Джалл Э.Дж.Т. Новые данные по радиоуглеродному датированию методом ускорительной масс-спектрометрии стоянок финала плейстоцена – начала голоцена

на Нижнем Амуре // Записки Гродековского музея. Вып. 1. Хабаровск: Хабаровск. краеведч. музей, 2000. С. 72–75.

Кузьмин Я.В., Барышников Г.Ф., Джалл Э.Дж.Т., Бурр Дж.С. Радиоуглеродное датирование фауны млекопитающих и палеолита в пещере Географического общества (Приморье, Дальний Восток России) // Современные проблемы евразийского палеолитоведения (матер. докл. междунар. симпоз.). Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2001. С. 195–197.

Кузьмин Я.В., Чернюк А.В. Палеогеография древних поселений долины реки Буреи // Древности Буреи. Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2000. С. 33–58.

Никольская В.В. Палеогеографические данные о природных условиях древних поселений на террасе р. Осиновка (Приморский край) // Матер. по истории Сибири. Древняя Сибирь. Вып. 3. Новосибирск: СО АН СССР, 1970. С. 60–62.

Оводов Н.Д. Позднеантропогеновая фауна млекопитающих (*Mammalia*) юга Уссурийского края // Фауна и систематика позвоночных Сибири. Новосибирск: Наука, 1977. С. 157–177 (Тр. Биол. ин-та СО АН СССР. Вып. 31).

Окладников А.П., Верещагин Н.К., Оводов Н.Д. Открытие пещерного палеолита в Приморье // Вестн. АН СССР. 1968. № 10. С. 54–62.

Орлова Л.А. Радиоуглеродное датирование археологических памятников Сибири и Дальнего Востока // Методы естественных наук в археологических реконструкциях. Ч. 2. Новосибирск: ИАЭт СО РАН, 1995. С. 207–232.

Орлова Л.А. Радиоуглеродное датирование археологических памятников Сибири и Дальнего Востока (2) // Деревянко А.П. и др. Статистический анализ позднепалеолитических комплексов Северной Азии. Новосибирск: НГУ, 1998. С. 74–88 (приложение).

Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., ван дер Плихт Й., Джалл Э.Дж.Т. Тестирование надежности радиоуглеродных дат коллагена костей палеолитических памятников Сибири и Дальнего Востока России // Современные проблемы евразийского палеолитоведения (матер. докл. междунар. симпоз.). Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2001. С. 289-290.

Петрунь В.Ф. К вопросу о возрасте речных террас южного Приморья (находка каменных орудий на побережье Японского моря) // Матер. ВСЕГЕИ. 1956. Нов. сер. Вып. 1. Матер. по геологии и полезн. ископ. Вост. Сибири и Дальн. Востока. С. 58–73.

Разрез новейших отложений Нижнего Приамурья. М.: Наука, 1978. 106 с.

Табарев А.В. Памятники эпохи камня // Древности Буреи. Новосибирск: Изд-во ИАЭт СО РАН, 2000. С. 60–70.

Цейтлин С.М. Геология палеолита Северной Азии. М.: Наука, 1979. 285 с.

Шевкомуд И.Я. О находках палеолита на Нижнем Амуре // Археологические открытия 1993 г. М.: Наука, 1994. С. 192–193.

Kuzmin Y.V., Vasilevsky A.A., O'Malley J.M., Jull A.J.T. The age and environment of the Paleolithic occupation of Sakhalin Island, the Russian Far East // Curr. Res. Pleistocene. 1998. Vol. 15. P. 134–136.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

РАЗРЕЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ г. РЫБИНСКА (ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.И. Лобанов

Прошедший в г. Ярославле в 2001 году симпозиум по проблемам стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Ярославского Поволжья показал, что до сих пор по многим вопросам исследователи этой территории имеют свои точки зрения. Такое положение тормозит выявление закономерностей распространения здесь некоторых полезных ископаемых, освещение проблем геоэкологии, инженерно-геологических исследований, а также ряда общих проблем четвертичной геологии. Проблемными являются и обнажения в районе г. Рыбинска, которые и было решено [Проблемы..., 2001б] дополнительно исследовать.

По нашему опыту обследование только одного разреза не может решить даже части имеющихся проблем. Поэтому приходится привлекать материалы по более значительной территории, которые помогают дать более достоверные представления и по стратиграфии и по геоморфологии конкретного разреза.

Со времени проведения геологической съемки масштаба 1:500 000 [Сомов, 1939 и др.] в Ярославском Поволжье выделялись три тилла, относившихся по действовавшей тогда легенде к вюрму, риссу и минделю. К началу среднемасштабного геокартирования (1961–72 гг.) они, соответственно, именовались калининским, днепровским и окским, причем рельефообразующим (залегающим первым от поверхности) был калининский. В результате съемок масштаба 1:200 000 рельефообразующим был признан московский (второй в среднем плейстоцене) тилл. Только вокруг Рыбинского водохранилища условно был выделен калининский, и, как мы понимаем, из-за необходимости увязки листов разных серий. Однако, некоторые исследователи [Бреслав, 1971а,б; Горлова, 1962; Новский, 1971а; Судакова, 1990 и др.] продолжают настаивать на вероятности более широкого присутствия в Ярославской области калининского тилла. Обоснованием таких взглядов были разрезы Черменино, Долгополка, Черемошник и др.

Особо отметим, что только в 1998 году официально (Карта четвертичных отложений Ярославской области, составленной И.П. Бирюковым, редактор С.М. Шик) были выделены четыре тилла. Один – московский (в разных фациях) в среднем и три (окский, донской и сетуньский) в нижнем неоплейстоцене. Наши соображения [Разрезы..., 1977], полученные в результате геоэкологических исследований области, о выделении здесь семи ледниковых горизонтов, остались без внимания.

Напомним, что изучение разрезов именно в районе г. Рыбинска позволило А.И. Москвитину [1947] выделить в вюрме (валдае) два самостоятельных ледниковых горизонта, разделенных молого-шекснинским межледниковьем. Последнее отличалось, якобы, от микулинского наличием трех, а не одного, климатических оптимумов (КО) и одновременной кульминацией широколиственных пород леса. К этому времени стали известны [Новский, 1939, 1945] некоторые обнажения (Черменино, Яковка, Черемошник и др.), которые, казалось, подтверждали широкое развитие калининских (ранневалдайских) отложений на территории Ярославской области. Одновременно, был выявлен разрез у д. Семеновской с миндель-рисскими (лихвинскими) межледниковыми осадками. Позднее этот разрез был исследован подробнее.

Обследование в 1959 году В.А. Новским, К.К. Марковым и Н.С. Чеботаревой показало сходство спорово-пыльцевых диаграмм Черменино, Черемухи (у санатория им. Воровского) со стратотипическим разрезом Микулино, но радиоуглеродные иследования осадков свидетельствовали о более молодом (средневалдайском) их возрасте. Более детальное изучение в 1965 году разрезов у д. Солонец (р. Которосль, юго-западнее г. Ярославля), устьевой части р. Эдома, Черменино, Яковка и Черемуха позволило совместить данные палинологии (Е.А. Спиридонова) и радиоуглеродных исследований (Х.А. Арсланов) и принять микулинский возраст озерных осадков [Арсланов и др., 1967]. Затем было установлено присутствие и средневалдайских отложений по разрезам Кашин и Шестихино, а затем и Шенское, в близком соседстве с районом г. Рыбинска. Далее было показано и более широкое распространение отложений этого возраста,

не всегда оправданное. Например, В.А. Новским [Новский, 1971а] к среднему валдаю отнесен торфяник, вскрытый скважиной в одном километре юго-западнее г. Тутаева, на отметках 135–140 м, а С.Л. Бреслав [Бреслав, 1971б] отнес к этому же возрасту торфяник в скважине 36к у п. Варегово. Причем в обоих случаях палинолог А.А. Гузман (ГУЦР) считала палинологические спектры близкими к микулинским, особенно по высокому (60–80 %) содержанию широколиственных пород в составе пыльцы древесных растений. В.А. Новский сослался на мерзлотные дислокации, обнаруженные им в котловане на южной окраине г. Тутаева, хотя разрез последнего можно сопоставить только с верхней частью скважины (над торфяником, имеющим мощность в 2,1 м против 0,8 м в котловане).

С нашей точки зрения интересно, что С.Л. Бреслав на водоразделе (от п. Варегово до разреза Долгополка) показал [Бреслав, 1971б, рис. 118] четыре слоя тиллов: два слоя (до 17 и 21 м) калининского возраста, третий (темно-бурый, 18–23 м) московского, а четвертый (коричневато-бурый, 20–32 м) – днепровского. На рисунке заметно, что только самая нижняя часть (слой 6 скважины 36к Н.А. Фетищевой) «микулинского времени» протягивается на водораздел с р. Волгой, причем между вторым и третьим слоями. Именно эта часть [Бреслав, 1971б, рис. 119] больше похожа на неоптимальные спектры лихвинского межледниковья (большое количество ели, присутствие пихты вместе с широколиственными породами). К тому же, этот слой отделяется гравийными разнозернистыми песками (слой 5) от слоя 4, являющегося, по представлению Н.А. Фетищевой и нашим, микулинским, но с двумя КО.

Таким образом, в этих случаях, как и во многих других, выявленных среднемасштабным картированием (на р. Кубрь, болото Сарское, у д. Глазово на р. Соть и т.д.) микулинские осадки не перекрыты ледниковыми образованиями. Мы специально посетили некоторые обнажения (п. Середа, Черемошник, Долгополка и др.), но кроме грубого аллювия, обусловленного расположением под склонами с выходами тиллов, никаких ледниковых образований не обнаружили. Водно-ледниковые осадки, несомненно, присутствуют (д. Солонец и др.), но не более того.

Наличие двух КО в разрезе скв. 36к у п. Варегово [Бреслав, 1971б, рис. 119] или трех КО, на которые ссылался А.И. Москвитин [1947], не являются препятствием отнесения осадков к микулинскому горизонту. Наша работа по этому поводу находится в печати, поэтому отметим здесь, что первая диаграмма разреза Микулино (В.С. Доктуровский) содержала три КО, разделенные похолоданиями, причем нижний более теплый и верхний – более холодный. Последний широко отмечается в разрезах Беларуси и других. На соседних с Ярославской областью территориях также имеются разрезы с тремя КО: у д. Бураково (Ивановская область) или у г. Бежецк (Тверская область). Почему «микулино» оказалось с одним КО, нам неизвестно. Вероятнее всего, не учитывались перерывы в осадконакоплении.

Таким образом, по разрезу скв. 36к микулинские осадки должны прислоняться ко второму слою тиллов С.Л. Бреслава [Бреслав, 1971б, рис. 118], а скорее всего к единому гоизонту – или T_2, отдельного от темно-бурого (или T_3, по нашей терминологии) лихвинскими, вероятно, осадками. Такое соотношение этих двух тиллов наблюдалось практически в створе показанного на рисунке 118 разреза на левом борту рч. Рыкуша. Здесь, в 300 м выше шоссе Ярославль–Рыбинск к.г.-м.наук Е.С. Муравин (Ярославский ГПУ) еще в 1968 году наблюдал (сверху вниз) под задернованной частью склона:

T_2[1] 1. Суглинок средний, красно-бурый, с галькой и валунами.....около 5 м
2. Пески светло-желтые, мелкозернистые, однородные, с неровным нижним контактом.....9,8 м
3. Глины коричневые (очевидно, ленточные – А.Л.) .....1,0 м
T_3 4. Суглинок тяжелый, темно-коричневый, с валунами и галькой осадочных пород до уреза ..8,0 м

Обнажения с аналогичным строением наблюдались нами практически на всем протяжении р. Волги от г. Рыбинска до г. Ярославля (руч. Березник, р. Печегда, устье рч. Рыкуша, п. Волжский, п. Шашково, дд. Красное – Паршино, р. Черемуха против д. Кр. Горка и др.). Аналогичные разрезы вскрыты здесь скважинами ТИСИЗа [Шиссель, Щербаков, 1976], разница только в строении слоев 2–3. Присутствие этих двух тиллов отмечено нами на гораздо большей территории. Тилл T_2 назван был петровским по известным карьерам юга Ростовского района, а T_3 – тутаевским, поскольку именно здесь его положение четко определено в обнажениях [Проблемы..., 2001а, с. 128].

Мало чем отличается в этом плане и разрез Долгополка. Верхний слой разреза, предполагавшийся С.Л. Бреславом [1971б] и В.А. Новским [1971б] одним из слоев калининского тил-

[1] Индексами $T_{1,2,3}$ автор обозначает тиллы разного возраста

ла, при детальном изучении разреза Н.Г. Судаковой [1990] оказался довольно грубым слоем в составе «аллювия», в подстилающих отложениях которого была получена датировка по радиоуглероду в 41 тыс. лет. Слои 13 и 22, то есть типичные тиллы, разделялись первоначально микулинскими осадками. По данным палинолога Н.С. Соколовой, спектры этих осадков заметно отличались от микулинских,что первоначально дало основание Н.Г. Судаковой отнести их к одинцовским отложениям [1990]. Позже по данным термолюминесцентного анализа, давшего датировки в 105–151 тыс. лет, Н.Г. Судакова [1994] снова отнесла их к микулинскому горизонту, а тиллы стали, соответственно калининским (красно-бурый) и московским (темно-коричневый). При этом слои 13–22 разреза составляют, якобы, цоколь второй (16-метровой) надпойменной террасы, а аллювий этой террасы «повсеместно синхронизируется с калининским горизонтом» [Проблемы... 2001а, с. 68]. Аналогичное стратиграфическое положение, по мнению В.А. Новского [Новский, 1971а] и Н.Г. Судаковой [Проблемы..., 2001а] занимают отложения в обнажении у д. Черменино (восточная часть Рыбинского разреза).

Приходится напомнить, что еще в 1939 году В.А. Новским [1939] в долине р. Волги у г. Рыбинска усматривались две пойменных (низкая 6–8 м и высокая 10–11 м) и три надпойменных (16–18, 20–22 и 28–30 м) террасы. По нашим наблюдениям, вторая и третья надпойменные террасы мало где различаются и представляют, очевидно, два уровня одной (второй) террасы, точно так же, как низкая и высокая поймы. Но главное, что после зарегулирования р. Волги плотинами, бывшая высокая (подчеркнем, голоценовая) пойма с высотой 10–11 м над урезом реки стала техногенной террасой. Таким образом, терраса высотой 16–18 м, по тем же легендам имеет возраст средне-верхневалдайский (мончаловско-осташковский). На самом деле, по-видимому, террасы Верхней Волги еще моложе. Во всяком случае, высокие поймы некоторых притоков рр. Волги и Мологи, выходящие в устье на уровень первой надпойменной террасы имеют нижне-среднеголоценовый возраст. Вторая терраса, связанная со спуском талых вод осташковского ледника, формировалась в позднеледниковье – начале голоцена. Микулинские же осадки не имеют какой-то определенной геоморфологической приуроченности, встречаясь под поймами (д. Глазово в бассейне р. Костромы и др.), в цоколе первой (д. Солонец) или второй (Левина Гора и др.) террас, а также на водоразделах разной высоты.

По нашему мнению, разрез Долгополка вскрывает в верхней части отложения одного из валдайских озер, простиравшегося от д. Отмищево на северо-восток, к среднему течению р. Урдома. В современном рельефе это участок почти плоской равнины с абсолютными отметками 120–135 м. Окружает участок район низкогрядового рельефа, пологие гряды которого плавно «тонут» в этой равнине. Лишь у восточного обрамления появляются отроги гряд и холмов средней и большой высоты (Даниловская возвышенность). Постепенный спуск этого озера и отражает верхняя часть разреза (слои 1–7), с переслаиванием тонких (озерный режим) и более грубых (потоковый режим) осадков. Причем выше (сл. 1–7) и ниже (сл. 12) гумусированных осадков среднего валдая четко проявляются криогенные текстуры. Слой 13 разреза хорошо согласуется по литологическим характеристикам с петровским (T_2) тиллом [Проблемы..., 2001а, с. 126–127], тогда как слой 22 – с тутаевским (T_3) тиллом. Залегающие между ними осадки (слои 14–20) имеют, к сожалению, недостаточно четкую палинологическую картину [Бреслав, 1971б, рис. 116; Проблемы..., 2001а, рис. 29], как и некоторые другие разрезы в этом районе [Бреслав, 1971б и др.]. И палинологи (А.А. Гузман, Н.С. Соколова), и геологи (Н.А. Фетищева, С.Л. Бреслав) указывали на заметное отличие от микулинских диаграмм (большое количество ольхи при менее заметных значениях орешника; совместная кульминация всех широколиственных при очень невысоких значениях вяза, но главное – в оптимуме – высокое содержание ели). Спектры указывают на довольно влажный климат, что не может соответствовать днепровско-московскому (одинцовскому, горкинскому) межледниковью, куда первоначально отнесла эти осадки Н.Г. Судакова. С нашей точки зрения, более всего в данном регионе эти спектры соответствуют неоптимальным частям лихвинского межледниковья. Например, интервалу глубин 8–10 м в скважине 1д у д. Яковлевское [Бородин и др., 1981, рис. 2]. Несколько меньшее количество ели в разрезе Долгополка легко объясняется условиями озера, видимо, более обширного, чем в районе г. Пошехонье. Необходимо только отметить, что в разрезе Яковлевское лихвинские осадки залегают, по всей вероятности, не на T_3, который размыт в этом месте, а на T_4 (борисоглебском, сером).

Похожие спектры были обнаружены также в других известных разрезах лихвинского межледниковья Ярославского Поволжья: Янгосарь, Трубайка, – в бассейне р. Согожи; в г. Ярослвле. По-

следний разрез также несправедливо был отнесен к одинцовскому горизонту, хотя его палеонтологическая характеристика еще больше соответствует лихвинскому (кроме ели, присутствует и пихта рядом с высокими содержаниями широколиственных пород). Как и на руч. Долгополке, осадки с этими спектрами залегают между коричневым (красно-бурым) и темно-коричневым (шоколадным) тиллами. Мы останавливаемся на этом разрезе левобережья р. Которосль, поскольку на правом берегу в песках над шоколадным тиллом (T_3) еще в 1896 году были обнаружены остатки слона. Последний был переопределен В.И. Громовым как ранний тип трогонтериевого слона [Москвитин, 1950]. По скважинам, эти пески располагаются между шоколадным тиллом (T_3) и красновато-коричневым (T_2), образующим Ярославскую напорную гряду субмеридионального простирания. Таким образом, по нашему мнению гряда является образованием тилла T_2 (петровского), а совсем не московского (T_1). Шоколадный тилл (T_3), или тутаевский, залегает под лихвинскими осадками и может быть окским. Ленточные темно-коричневые глины (слой 3 обнажения на рч. Рыкуше, Норский карьер, рч. Уткашь), названные В.А. Новским [Новский, 1971а] норской толщей, являются озерно-ледниковыми образованиями именно этого ледника.

Замечание по высоте террас и поймы р. Волги, в равной мере, касается обнажений у д. Черменино и руч. Яковка. По описаниям здесь под «аллювием второй надпойменной террасы» распространен «суглинисто-валунно-галечный горизонт маломощной (1–2 м) морены, залегающей стратиграфически выше микулинских слоев...» [Проблемы..., 2001а, с. 69–70]. При этом указывается, что собственно микулинские осадки вскрыты в уступе высотой 6–8 м над урезом р. Волги [Новский, 1971а]. Сомнений в микулинском возрасте плотных глин, образующих этот уступ, ни у кого нет. Только сам уступ представляет, как уже было сказано выше, цоколь бывшей голоценовой высокой поймы реки. Аллювий последней и перекрывает микулинские глины. Наличие гальки или валунов в голоценовых осадках – типичное явление для суженных участков долины р. Волги. Даже на современном пляже, формирующемся ниже г. Рыбинска с 1958 года (Горьковское водохранилище), наблюдаются не только отдельные гальки или валуны, но и их скопления. Даже при относительно пологом (10–15°) склоне, в строении которого участвует тилл, при смене времен года происходит «выталкивание» крупных обломков и постепенное их смещение вниз по склону.

От устья Черменинского оврага, где обнажено прилегание микулинских глин к пескам слоя 5 (рис. 1), крутой правый борт р. Волги поднимается до отметок 114–118 м (30–34 м над урезом), представляя собственно Рыбинский разрез (от оврага Черменино до устья рч. Уткашь). То есть, этот разрез обнажает, по сути, строение того же уровня, что и Долгополка, но более представительный.

Древний уровень (113–125 м) выработан преимущественно на петровском тилле (T_2), перекрытом маломощными перигляциальными суглинками. В понижениях кровли тилла (скв. 111к, 42836 и др.) наблюдаются тонкие и мелкозернистые супеси и пески желтовато-бурые, а также бурые, желтовато-бурые и желтовато-серые суглинки. Мощность их до 4,8 м. Более всего эти породы похожи на водно-ледниковые осадки, образовавшиеся в приледниковом водоеме [Дашевский и др., 1971]. Залегание этих пород под перигляциальными суглинками (pr Q III^4ost), позволяет предполагать их калининский возраст (lg Q III^2kl). Все они объединены на рисунке 1 в слой 1.

Первое описание Рыбинского разреза сделано В.А. Новским [1939] по скважинам разведки для городского строительства. У д. Семеновское с абсолютной высоты 114,0 м были вскрыты (сохранена здесь авторская индексация):

QIIIdl	1. Покровные желто-бурые супеси.....	1,8–2,6 м
mQIIIW?	2. Суглинок красно-бурый с гравием.....	2,8 м
QIIR-QIIIW	3. Суглинок синевато-серый, иловатый оглеенный, с удлиненными линзами песка. На глубине 16 м от поверхности в суглинках попадаются куски рыхлой обугленной древесины. В нижней части суглинок темно-серый, более рыхлый, перемежается с прослоями серого заиленного песка. Наибольшая мощность.....	16,0 м
mQIIR	4. Суглинок плотный, зеленовато-серый, переполненный известковой галькой...	12,0 м

Отмечено, что суглинки слоя 3 выполняют линзу шириной до 600 м. Действительно, уже всего в 2 км южнее, по рч. Уткашь обнажались шоколадные ленточные глины, залегающие на темно-коричневом (темно-буром) тилле (T_3). Позднее здесь была проведена разведка сырья для кирпично-черепичного производства. Разрез практически повторял приведенное по рч. Рыку-

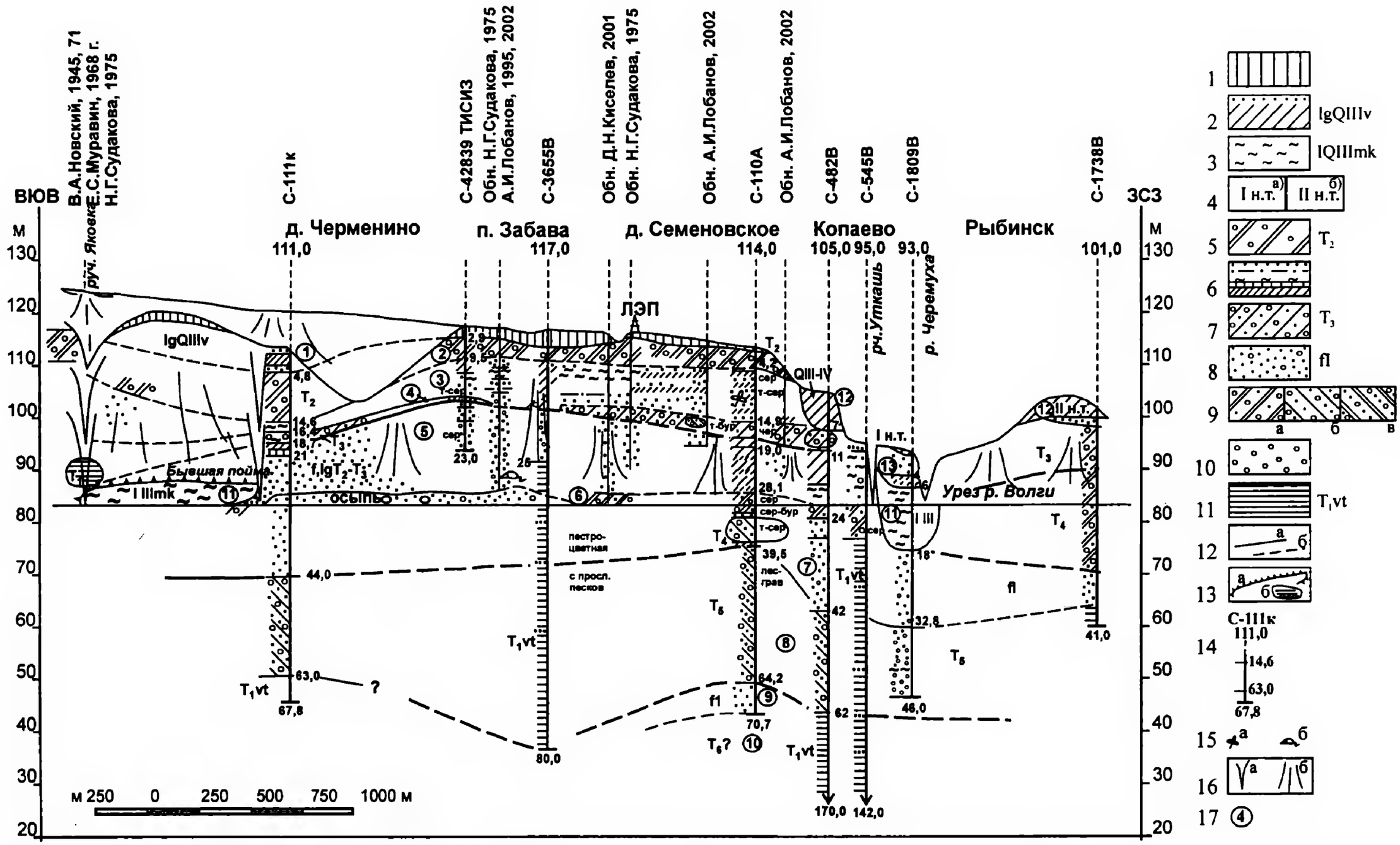


Рис. 1. Строение правого борта р. Волги ниже г. Рыбинска

1 – комплекс перигляциальных суглинков времени осташковского оледенения; 2 – комплекс перигляциальных отложений времени спуска валдайских приледниковых озер: пески, супеси, суглинки; 3 – озерные отложения микулинского межледниковья: глины; 4 – аллювиальные отложения первой (а) и второй (б) надпойменных террас р. Волги; 5 – тилл петровский (валунные суглинки) коричневый и красновато-коричневый; 6 – комплекс межморенных отложений (f,lg T_3-T_2): пески, алевриты, суглинки, глины, гиттии; 7 – тилл тутаевский (гравийно-галечные глины) темно-коричневый; 8 – водно-ледниковые отложения разных возрастов (преимущественно пески с гравием и галькой); 9 – тиллы: а) борисоглебский (T_4), б) веригинский (T_5), в) пошехонский (T_6); 10 – гравийно-галечные образования (в скважинах); 11 – глины раннего триаса (пестроцветные), представляющиеся автору отторженцами; 12 – границы выделенных подразделений: установленные (а) и предполагаемые (б); 13 –отложения, прислоняющиеся к борту долины (а) и отторженцы (б); 14 – скважины разного назначения: вверху - их номер и абсолютная отметка устья (м), справа - глубина залегания горизонта (м), внизу - глубина скважины в м; 15 – места отбора проб и установленные комплексы: а – палинологические, б – микротерифаунистические; 16 – овраги (а), осыпи (б); 17 – номера слоев

ше обнажение, описанное Е.С. Муравиным. Мощность ленточных глин достигает 19 м [Новский, 1945, разрез 3]. К северу и югу над глинами появляются пески, супеси, реже суглинки. Причем, еще южнее на р. Черемухе, против д. Красная Горка, между T_2 и T_3 мы наблюдали уже только пески.

В отношении разреза у д. Семеновское, приведенного выше, необходимо отметить, что слой 1, очевидно, должен быть отнесен к калининскому времени, тем более – это не покровные, а озерно-ледниковые осадки. Нижняя часть слоя 3 (с примесью серого песка), по-видимому, представляет собой тилл T_3, тогда как слой 4 – типичный тилл T_4 – борисоглебский. Последний вскрывается иногда на урезе реки (скв. 110а, 545В, 1738В и др.).

Между п. Забава и д. Семеновское, В.А. Новский [1945] приводит совсем иной разрез, составленный по обнажениям и скважинам.

1. Покровные отложения: желто-коричневые тонкопористые супеси, слоистые суглинки и красно-коричневые слоистые глины, с примесью гравия в основании (заполняют понижения в кровле морены)..... 1–5 м
2. Морена (первый горизонт): красно-бурый суглинок с галькой и валунами изверженных пород и известняка. Нижний контакт неровный, в морену захвачены глыбы подстилающих ленточных глин..... 1–7 м
3. Глины ленточные, тонкослоистые, перемежающиеся прослойками пылеватых супесей; перемяты в складки (гляциотектоника). Кровля слоя в 4,5–11,0 м от поверхности (107–114 м абс. высоты)..... среднее 4 м
4. Морена (второй горизонт): серо-бурые суглинки несортированные, с гравием и валунами. Морена вмята в подстилающие пески в виде языков и карманов (слоистость песков нарушена)..... 0,2–1,5 м
5. Пески лимногляциальные, желтые и светло-серые, кварцевые, очень мелкие, горизонтально-слоистые за счет тонких прослоев, обогащенных темноцветными минералами. В середине – прослой (3 см) красной глины..... мощность не указана
6. Морена (третий горизонт): бурые, грубые суглинки с гравием и валунами, не имеет сплошного распространения, замещаясь галечником. В морене наблюдаются признаки сортировки: грубая слоистость, перемежаемость песчаными прослойками. Нижний контакт ровный..... до 2 м
7. Пески светло-серые и сероватожелтые мелкозернистые с горизонтальной слоистостью за счет прослоев слабо глинистых пылеватых песков. В средней части – слой песков с диагональной слоистостью, с гравием и железистыми округлыми включениями (1–20 см). Общая мощность... около 23 м
8. Галечники с крупными валунами изверженных пород (на абс. высотах 74–75 м). Значительной мощности они достигают на левобережье р. Волги... вскрыто 2 м

В.А. Новский по своим наблюдениям [Новский, 1971а] сделал вывод, что в западной части г. Рыбинска верхний тилл (бурый) залегает на нижнем, а в районе п. Переборы (еще западнее) – на коренных породах юры и триаса. И это, не взирая на заметные литологические отличия «верхних» тиллов восточнее и западнее устья рч. Уткашь (на старых картах – Уткош). Для объяснения крайне неровной подошвы четвертичных отложений, этот исследователь предположил наличие восточнее г. Рыбинска относительно глубокой котловины, «заполненной нижне- и среднечетвертичными отложениями» [Новский, 1971б, с. 94], а западнее – «довольно молодых» речных долин. При этом В.А. Новскому были хорошо известны «очень эффектные гляциодислокации» в котлованах Угличского и Рыбинского гидроузлов и г. Рыбинске [Новский, 1971б]. Так же, как и то, что в целом ряде скважин 1935–36 годов в «коренных» породах юры и триаса отмечены гравий, галька и валуны до глубин минимум плюс 54–58 м (с-522В, с-523В и др.). Ни В.А. Новского, ни, позднее, геологов-съемщиков [Бородин и др. 1981] не смущало, что среди аргиллитизированных глин, аргиллитов и песчаников мезозоя встречаются «жирные» глины, глины с гравием, пески разнозернистые и т.п. Только при наклонном положении пластов (с-12к и др.) были выделены «дислоцированные» отложения триаса, а четвертичные образования – там, где заведомо вскрывались тиллы (с-105к д. Хвощевка на юго-западной окраине г. Рыбинска, с-68к у д. Оболтино в 22 км к ССВ от устья р. Черемухи). Скважины, вскрывшие явно ледниковые образования на больших глубинах (с-1181В у д. Свингино, еще западнее, чем п. Переборы; с-102к у д. Тихвинское и др.), просто игнорировались либо «загонялись» в системы «древних ложбин стока», которые были проведены па-

раллельно субмеридиональным долинам рек Волги и Шексны [Проблемы..., 2001а, рис. 26]. Нельзя не отметить заслуг съемки Н.Г. Бородина с сотрудниками, проведенной в 1972 г., зафиксировавшей значительную мощность четвертичных отложений (от 89,0 до 229,0 м), а также присутствие среди них крупных (до 24,0 м мощности) отторженцев триаса (скв. 62к, 68к, 76к и др.).

Разрез у п. Забава Н.Г. Судаковой [Разрезы..., 1977] похож на разрез В.А. Новского, но с неясными взаимоотношениями слоев 2–5. Выявлено было четыре слоя морены, каждому из которых было придано значение самостоятельного ледникового горизонта [Проблемы..., 2001а, с. 70–71, 74] (снизу вверх): раннеднепровского, днепровского, московского и, очевидно, калининского. Днепровский возраст нижних тиллов был обоснован находками в песках слоя 5 (невысоко над урезом р. Волги) мелких млекопитающих, аналогичных фауне в «подморенных» песках лихвинского разреза. Н.Г. Судакова считает, что лихвинский возраст осадков под верхней мореной (скв. 110а) недостаточно обоснован и нельзя исключать их формирование в микулинское время [Проблемы..., 2001а, с. 75]. По дублирующей скважине (№ 3) здесь (5,7–10,0 м) были получены спектры с преобладанием пыльцы ели и сосны, а пыльца пихты и широколиственных – единична, причем достаточно полные спектры определены только в трех образцах. Делается вывод, что интервал с более теплыми спектрами слоя 3 можно отнести ко второму ранневалдайскому межстадиалу, а верхний тилл – к калининскому горизонту [Проблемы..., 2001а, с. 77]. Весьма показательно, что интервал 10,0–17,7 м, представленный темно-серыми и зеленовато-серыми суглинками, характеризуется спектрами «приледниковой зоны». По скважине 110а это то темно-серые с коричневатым оттенком суглинки с «примазками» песка, то полосчатые (темно-серые и серые) суглинки или черные ритмично слоистые глины. То есть, это «смесь» генетически совершенно разных пород, больше всего похожих на отторженцы разных по возрасту и происхождению отложений. Это было бы более ясно, если бы были приведены сведения о переотложенной пыльце мезозоя, к сожалению, которых нет. При изучении в 1995 году обнажения у центральной части п. Забава мы смогли увидеть перигляциальные суглинки (слой 1), красновато-бурый тилл (T_2) с довольно частыми валунами (слой 2), нижний контакт которого срезал едва намечающуюся слоистость в подстилающих песках, зеленовато-серые глины и пески (слой 3), а также очень мощные, слоистые пески слоя 5. Пройдя вдоль обнажения на запад (1,5 км), мы видели, что кромка борта оползает на протяжении около 750 м, а затем снижается постепенно и в обрыве видны только пески слоя 5. Хорошо была заметна параллельно-диагональная слоистость (в параллельных сериях пески имели диагональную или косую слоистость, с укрупнением к основанию косых слоев до крупнозернистого песка с гравием и мелкой галькой. Редко серии разделялись красноватыми глинами с отдельной галькой или гравием. В целом – нормальные флювиогляциальные отложения. В устье Черменинского ручья хорошо видно прислонение микулинских глин к этим пескам, как и наклон кровли этих отложений к востоку (где микулинские слои имеют отметки кровли ниже уреза р. Волги).

В 2001 году обнажение на западной окраине п. Забава (у ЛЭП) посетил преподаватель геологии Ярославского ГПУ к.г.-м.н. Д.Н. Киселев, предоставивший нам свое описание. Среди оползней и осыпей ему удалось выявить общее строение разреза:

Слой 1.	Покровные суглинки.....	1–2 м
Слой 2.	Суглинок легкий красно-бурый, с большим количеством гравия, гальки и валунов (T_2 – А.Л.). В основании (0,2 м) отмечена темно-серая глинистая крошка..	3–4 м
Слой 3.	Алевриты бурые, ленточные, часто (через 1–5 см) переслаивающиеся с тонкими (2–5 см) прослоями серовато-бурых глин. К основанию глинистость слоя усиливается.....	2,8–3 м
Слой 4.	Суглинок средний, до тяжелого, серовато-бурый, с частыми гальками и гравием, редкими мелкими валунами (T_3 – А.Л.)...	3–4 м
Слой 5.	Пески серовато-охристые среднезернистые слоистые осыпающиеся.....	10–15 м
Слой 6.	На урезе р. Волги – суглинки коричневые, мелковалунные (вероятно, T_4 – А.Л.).....	0,2 м

Столь резкая разница в строении верхней части разреза, приведенных ранее [Новский, 1939, Разрезы..., 1977] и ныне наблюдаемой, разъяснилась после получения от доктора г.н. С.П. Евдокимова фотографии обнажения у п. Забава, использованной в его кандидатской диссертации 1975 года (рис. 2). На крутом обрыве видно действительно сложное строение с гляциодислока-

Рис. 2. Прежнее строение разреза у центральной части п. Забава (фото С.П. Евдокимова, 1975)

циями в слое 2 (охватывающие слои 2–4 В.А. Новского), а также маломощный тилл слоя 4. Одновременно заметны и отпорные трещины, обусловившие обрушение верхней части разреза. Таким образом, сейчас мы имеем дело с более простым строением этого чешуйчатого тилла.

Во исполнение решения Симпозиума 2001 года [Проблемы..., 2001б], автор настоящего сообщения, вместе с гидрогеологом Щукиным В.В., посетил Рыбинский разрез. В районе ЛЭП и западнее удалось увидеть только верхний тилл (T_2). Намечающаяся плитчатость тилла слабо наклонена к северу 0° под углом 3–5°. Вдоль кромки борта к западу, под перигляциальными суглинками, то появлялись, то исчезали прослои супесей в слое 1. Только на западной окраине кладбища д. Семеновское, в оползневом цирке удалось наблюдать значительную часть разреза:

Слой 1. Суглинки пылеватые, желтовато-коричневые. Нижний контакт неровный, с затеками и клиновидными опусканиями в подстилающие отложения..... до 1 м

Слой 2. Суглинки средние красновато-коричневые до желтовато-коричневых при высыхании, с гравием, галькой и валунами. Грубые обломки имеют весьма разнообразный состав: известняки и их окремненные разности, шокшинские песчаники со знаками ряби на плоскостях напластования, гнейсы и гранито-гнейсы, темноцветные изверженные породы. Единичны валуны ладожских рапакиви с черным кварцем.
Нижний контакт закрыт оползанием слоев 1–2..... до 4 м

Слой 3. Переслаивание пачек песков, супесей и глин мощностью от 0,2–1,0 до 2,0 м. Пески желтые разнозернистые, преимущественно тонкие, с отдельными гравийными зернами кварца и кремня. Слоистость намечается по увеличению темноцветных минералов в коротких линзах. Супеси коричневые, слоистые за счет тонких (до 1–2 см) прослоев светлых супесей и темных суглинков и глин. Глины коричневатые, с мульдовидной слоистостью, с неровным нижним контактом, нарушенным мелкими криогенными текстурами. Слой завершается снизу пачкой песков, нижний контакт которых крайне неровный.
В слое падение отдельных пачек сохраняется. Азимут падения ЮЮВ 150°, угол 2–3°.
Общая мощность слоя около 5 м

Слой 4. Суглинки тяжелые, темно-бурые, до темно-коричневых, с гравием и мелкой галькой осадочных, реже кристаллических пород (соотношение около 60:40). Галька представлена известняками и доломитами, окремненными известняками и песчаниками, малиновыми пермскими глинами, диабазами. Редко отмечаются гнейсы и шокшинские песчаники.
Вверху (15–20 см) суглинки бурые, с повышенным количеством песка. Ниже цвет темнеет, вплоть до темно-серого, с прожилками бурого цвета (очевидно, по трещинам между мелкими отторжен-

цами). Значительную часть слоя составляет отторженец черного тилла: сланцеватых черных глин с песком, гравием и галькой осадочных пород. Плоские обломки ориентированы согласно сланцеватости, падающей на ЮЮВ 150° под углом 45–50°.

В основании слоя виден контакт захвата подстилающих пород (рис. 3). В подошве тилл очень плотный, имеет надвиговый контакт. Азимут падения ССЗ 350°, угол 5°..... до 3 м

Слой 5. Небольшая верхняя часть слоя (1,2–1,5 м) представлена алевритами коричневато-бурыми, тонкослоистыми за счет более светлых и песчанистых прослоев. Верхушка слоя (около 30 см) представляет собой поднадвиговую зону (рис. 3) с «S»-образной текстурой.

С довольно резким контактом (тех же элементов залегания), алевриты перекрывают серые, с чуть зеленоватым оттенком, пески разнозернистые, преимущественно среднезернистые, с гравийными, часто остроугольными, зернами кварца. При инсоляции пески становятся почти белыми

Видно только 4 м

Ниже склон основательно засыпан. Перепад высот до уреза реки около 10–12 м.

Примерно в 600 м западнее этого разреза, поверхность с отметками 113–120 м ограничивается уступом (явно сложенным тиллом T_2) ко второй надпойменной террасе. В районе этого уступа располагаются сооружения южного водозабора города. Здесь при спуске к реке наблюдаются мелкие выходы тилла T_2 вверху, а затем темно-серых суглинков и глин (очевидно, параллелизующихся со слоем 3, вскрытого скважиной 110а – лихвинских). Ниже (грубо с отметки 100 м и ниже) обнаруживаются выходы темно-серых суглинков (с коричневыми «прожилками»), содержащими гальку, валуны и отдельные глыбы темноцветных изверженных пород (диабазы, дуниты и др.), а затем – высыпки песков слоя 5.

Вторая терраса (слой 12 на рисунке 1) имеет высоту 16–22 м над современным урезом р. Волги (84,0 м). Терраса цокольная. В ее уступе выходит тутаевский тилл (T_3), практически до п. Переборы. Аллювий представлен серыми мелкозернистыми песками с редкой галькой (скв. 482В,

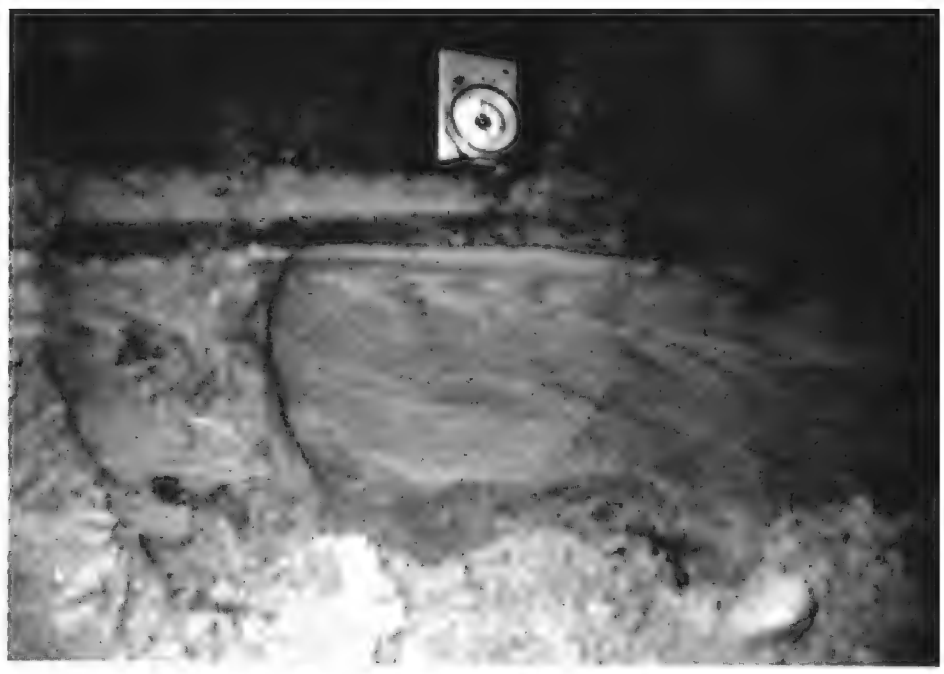


Рис. 3. Крупный план нижнего контакта среднего тилла (T_3) разреза у д. Семеновское (фото В.В. Щукина, 2002)

1738В и др.), а под коренными склонами и вверх по рч. Уткашь – бурыми и светло-коричневыми суглинками, содержащими отдельные гравийные зерна и гальку, особенно в основании [Новский, 1945, разрез 3].

Первая надпойменная терраса более широко распространена по левобережью р. Волги, а на правом берегу отмечается восточнее устьевой части р. Черемухи. Площадка террасы имеет абсолютные отметки 91–96 м (10–12 м над урезом). Терраса цокольная. В устьевой части р. Черемухи (вверх до д. Кстово) под слоистым аллювием слоя 13 (тонкие пески, супеси и глины) имеются выходы микулинских глин. Они вскрыты скважиной 1809В в п. Копаево (слой 11 рисунка 1) и обнажаются у санатория им. Воровского. В г. Рыбинске аллювий первой террасы залегает на сером и серо-буром тилле (T_4 – слой 6), кровля которого постепенно поднимается к западу (до отметок в 90 м – скважина 1738В). На левобережье (д. Васильевская, часть города у шоссейного моста) терраса представлена песками тонкими и мелкозернистыми мощностью 6,5–10 м (скв. 466В, 467В, 99а-К и др.). Залегает аллювий на микулинских глинах, либо флювиогляциальных песках слоя 5.

Таким образом, в Рыбинском разрезе (от Черменино до устья р. Черемухи) обнажаются две толщи тиллов, реже три. Верхний тилл здесь красновато-коричневый, с высоким содержанием гальки и валунов при их заметном разнообразии. Мощность его варьирует от 2–4 до 40 м к востоку. На водоразделе рр. Волга – Черемуха к тиллу прислонены микулинские отложения (п. Варегово). На левобережье р. Волги (водораздел рр. Волги и Ухры) этот тилл перекрыт красновато-бурыми супесями с большим количеством галек и валунов (скв. 1633В и др.)

– T_1, формирующих гряды субмеридиональной ориентировки (ЮЮЗ–ССВ). В болоте кольцевого комплекса вытаивания льдов [11] между дд. Оболтино и Бол. Мхи под голоценовым торфяником при съемке [Бородин и др., 1981] также были выявлены микулинские осадки. То есть, на высоких водоразделах под микулинскими отложениями имеются два тилла: домниновский и петровский [Проблемы..., 2001а], соответствующих московскому и днепровскому горизонтам легенды 1971 года. На пониженных частях водоразделов тилл T_1 размыт, и здесь к поверхности выходит T_2. Отпрепарированные его гряды имеют субширотную ориентировку, а вдоль р. Волги между гг. Рыбинском и Ярославлем СЗ–ЮВ-ную, как следствие неотектонических процессов.[1]

Наличие лихвинских спорово-пыльцевых спектров в слое 3 разреза (скв. 110а) подтверждается аналогичными осадками неоптимальных частей межледниковья еще в целом ряде разрезов, упомянутых выше, а также разрезом Яковлевское всего в 40 км севернее [Бородин и др., 1981].

Второй тилл разреза по многочисленным обнажениям имеет темно-коричневую окраску, иногда темно-бурую, до темно-серой из-за разного количества переработанного юрского и триасового материала. Количество обломочного материала в нем небольшое, причем заметно уменьшается число крупных обломков, особенно валунов и глыб. В составе последних преобладают темноцветные изверженные породы, реже гранито-гнейсы и гнейсы. Мелкая галька, наиболее часто встречаемая, представлена карбонатными породами, кремнями, реже обломками фосфоритовых конкреций юры и мела (с фауной), глин перми и триаса. Мощность варьирует очень сильно: от 1–3 до 20 м и более (скв. 102к в д. Тихвинское и др.). Часто в составе тилла принимают участие мелкие и средние отторженцы юры, черного тилла, а также крупные – триаса. По четко выраженному залеганию и возможности его изучения в обнажениях, этот тилл и получил название тутаевского [Проблемы..., 2001а]. Уменьшение мощности носит локальный характер, что связано в данном районе с тектоническим поднятием, известным как Рыбинский купол.

В залегающих под тутаевским тиллом песках (слой 5) были обнаружены остатки мелких млекопитающих. А.К. Агаджанян определил их как:

Dicrostonyx cf. simplicior	– 101 экз.;
Lemmus cf. sibiricus	– 37 экз.;
Microtus (Stenocranius) gregalis	– 41 экз.;
Arvicola (?) sp.	– 1 экз..

Параллелизация этих находок с местонахождением в подморенном аллювии разреза Чекалино не противоречит их окскому возрасту. Подморенные пески чекалинского разреза практически всегда относились к окскому времени. В последнее время [Иосифова, 2002] появились сведения о вероятности выделения еще одной зоны развития териофауны в верхней части Кромера: зона с древнейшими Arvicola, возможно суворовский комплекс [Проблемы..., 2001б и др.]. Автор считает это весьма вероятным, поскольку в Ярославской области мучкапские отложения залегают уже под борисоглебским тиллом (T_4).

По-видимому, именно T_4 обнаруживается в некоторых скважинах почти на урезе р. Волги (110а, 482В, 585В и др., а также в скважине 93 в работе Н.Г. Судаковой). Тилл (T_4) представлен серыми, зеленовато-серыми и серо-бурыми глинами с гравием и мелкой галькой преимущественно осадочных пород. Нередко он содержит отторженцы черной «валунной» глины (скв. 110а), меловых, юрских и триасовых отложений, которые заметно влияют на окраску самого тилла. Пылеватость глин основной массы, преимущественно мелкие размеры обломочной части и серая окраска позволяют хорошо выделять борисоглебский тилл [Проблемы..., 2001а и др.] на довольно значительных территориях. При наличии отторженцев триаса, тилл T_4 становится похож на ледниковые образования других горизонтов. Тогда о его присутствии можно судить, главным образом, по геологическому положению, прослеживанию по соседним выработкам. Так, в разрезе Д.Н. Киселева, слой 6, очевидно, должен относиться к T_4, поскольку он хорошо увязывается с серым тиллом скв. 110а в интервале 28,1–37,7 м и т.д.

В ряде более мелких скважин, где керн поднимался добросовестнее (скв. 482В, 173В и др.) под серыми суглинками с галькой (T_4) обнаруживаются серые разнозернистые пески, содержащие гравий и представляющие, вероятно, флювиогляциальные осадки до 14,8 м мощности (слой 7 разреза). Только в двух скважинах на территории Ярославской области (дд. Беркеево и Мычково) и еще одной по соседству (д. Веригино, Московская область) под серым тиллом сейчас известны мучкапские межледниковые осадки [Проблемы..., 2001а, рис. 3, интервал 36,0–42,0 м]. Интервал 31,2–34,8 м в скв. 274

[1] Этот момент в статье не обоснован. (Примечание редактора)

(Веригино) представляет T_4. В этих же скважинах, под песками слоя 7, или практически под T_4, выявлен еще один ледниковый горизонт. В разрезе Веригино (под мучкапскими осадками) тилл представлен темно-бурыми и темно-серыми, до черных глинами, содержащими гнезда песка, гравий, мелкую гальку и единичные валуны, отторженцы юрских песчаников и глин (интервал 42,0–101,0 м). Из-за четкого залегания в этой скважине тилл получил название веригинского, или T_5 [Проблемы..., 2001а]. Находки этого тилла достаточно хорошо известны. Под названием «новоземельская морена» его выделил еще С.А. Яковлев в 1956 году. Однако, далеко не всегда тилл окрашен в темно-серый цвет. При переработке значительных объемов триаса и верхней перми, тилл приобретает красный, темно-красный, коричневый цвет, пеструю окраску. И тогда его выделение затруднительно. Еще большие трудности возникают при наличии крупных отторженцев, достигающих иногда 53 м. В большинстве случаев, попав на такой отторженец, бурение на воду прекращалось, поскольку триасовые водоносные горизонты содержат минерализованные или соленые воды. Часто и картировочные скважины в такой ситуации закрывались. В тех редких случаях, когда скважины вскрывали настоящие ледниковые отложения (скв. 105к, д. Хвощевка на ЮЗ окраине г. Рыбинска; скв. 68к у д. Оболтино и др.) мощностью до 154–229 м, предполагалось, что это выполнение древних долин или ложбин выпахивания. В то же время между такими «ложбинами» показывались «дислоцированные дочетвертичные отложения», причем мощность таких гляциодислокаций составляла «несколько десятков метров».

Редкие глубокие скважины (мы специально не показали их на рисунке, поскольку это уже предмет специального исследования) под, казалось бы, явными коренными породами вскрывают «глины коричневато-красные с обломками известняков, песчаников и песков» (скв. 1811В в п. Свингино, западнее г. Рыбинска) до забоя (194 м) или «глины, с прослоями доломитов», «глины вишнево-коричневые, с гравием и галькой» (скв. 102к в д. Тихвинской, восточнее г. Рыбинска) и т.д. Что особенно поражает, так это полная нестабильность разреза так называемого триаса и части верхней перми (до нижнеустьинской свиты). Но в то же время имеется толща песков, которая хорошо увязывается по всем скважинам. Эта толща, которую мы назвали красноперекопской по первому ее обнаружению в г. Ярославле, в районе Рыбинского разреза залегает на абсолютных отметках (ее кровля) от минус 20 м (скв. 102к, д. Тихвинская) на западе до минус 35 м на востоке (скв. 484В, 545В) и далее, к Рыбинскому водохранилищу (скв. 1811В), до минус 58–60 м. Скважины, вскрывшие эту толщу в стороне от долины р. Волги (дд. Староселье, Назарово, п. Майский и др.), дают нормальную питьевую воду. В некоторых случаях (скв. 41к с. Дмитриевское Пошехонского района и др.), мало того, что в этой толще присутствует гравий, но и залегающие под ней породы («сухонская свита») дислоцированы, содержат обломки известняка, а также отторженцы блекло-коричневых алевролитов нижнеустьинской свиты перми, вплоть до глубины 292,8 м.

Таким образом, мы хотели показать, что Рыбинский разрез интересен не только своей обнаженной (30–32 м) частью, но и более глубокими горизонтами. Последние в силу разных обстоятельств были недостаточно изучены. Строение четвертичной толщи здесь не ограничивается тремя-четырьмя ледниковыми горизонтами, оно гораздо сложнее. Если не принимать во внимание толщ водно-ледниковых образований, сопровождающих практически все тиллы, то корреляция со стратиграфическими схемами может выглядеть следующим образом (таблица 1).

Погружение центральной части Московской синеклизы и в четвертичное время обеспечило сохранение в пределах Ярославской области практически полного набора ледниковых отложений. Присутствие большинства межледниковых горизонтов позволяет считать именно эту территорию стратотипической для Европейской России. Часть отложений по разным причинам до сих пор недостаточно изучена и не исследована специалистами – четвертичниками.

Конкретно по Рыбинскому разрезу и упомянутых выше других местонахождений, мы можем с уверенностью сказать, что восточнее г. Рыбинска калининское оледенение не распространялось, хотя водно-ледниковые его дериваты присутствуют на водоразделах. Наличие около г. Череповца (разрезы Пащенец, Слизово, Тимшино и др.) водно-ледниковых отложений между микулинскими и ленинградскими осадками позволяет предполагать вынос больших масс талых вод раннего валдая на территорию Угличского Поволжья (по так называемой Молого-Шекснинской низине).

В строении разреза выше уреза р. Волги прослеживаются два ледниковых горизонта. Ранние описания [Новский, 1945; Разрезы..., 1977] свидетельствуют о чешуйчатом строении верхнего слоя. На урезе р. Волги и ниже здесь появляется

Таблица 1. Корреляция стратиграфических схем четвертичных отложений Ярославского Поволжья.

Схема ГУЦР 1971 г. [Бреслав, 1971б]	Схема Центра 1984 г. [Решение..., 1986]	Проект 2002 г. [Шик, 2002]	Ярославская область, 2002 г., толщи
голоцен	голоцен	голоцен	поймы и надпойменные террасы
валдай: верхний	осташковский	осташковский	алтыновская
валдай: средний	мончаловский	ленинградский	шестихинская
валдай: нижний	-	калининский	череповецкая – Т
микулинский	микулинский	микулинский	бураковская – 3 КО
московский	истринский	московский	домниновская – T_1
одинцовский	?	горкинский	каюровская
днепровский		вологодский	петровская – T_2
лихвинский	лихвинский	лихвинский	яковлевская
окский	окский: суворовский	окский	тутаевская – T_3
	окский: глазовский		забавинская?
	окский: мещерский		борисоглебская – T_4
вендская свита	мучкапский	мучкапский	беркеевская
	донской	донской	веригинская – T_5
	ильинский	ильинский: верхний	обнорская
		ильинский: средний	пошехонская – T_6
		ильинский: нижний	
	покровский	покровский	
	петропавловский	петропавловский	красноперекопская
апшерон	эоплейстоцен	эоплейстоцен	брейтовская – T_7

тилл T_4, а скважины вскрывают и более глубоко залегающие отложения, в том числе T_5, T_6 и T_7.

Возраст T_2 определяется прилеганием к нему микулинских осадков (п. Варегово), а также перекрытием T_1 и микулинского торфяника севернее (район дд. Бол. Мхи – Оболтино). Под тиллом T_2 залегают осадки неоптимальной части лихвинского межледниковья, как и в разрезах Долгополка (слои 17–20), в Ярославле, в скважине юго-западнее г. Тутаева и др. В г. Ярославле над T_3 были найдены остатки трогонтериевого слона раннего типа [Москвитин, 1950]. Таким образом, тилл T_3 (тутаевский) и T_4 (борисоглебский) датируются нами окским временем (над мучкапскими межледниковыми слоями). Находки остатков мелких млекопитающих под T_3 позволяют отнести их к суворовскому фаунистическому комплексу и соответствующему подразделению стратиграфической схемы Центра России 1984 года [Решение..., 1986].

Отнесение пошехонской толщи (T_6) к трем горизонтам схемы 2002 года [Шик и др., 2002] сделано сознательно. При необычайно высокой мощности тилла (до 100 м и более) и слабой его изученности вполне вероятно его разделение на два (по крайней мере) ледниковых горизонта. Широкое распространение красноперекопской толщи и ее, местами, значительная (до 44 м) мощность предполагает продолжительный перерыв в похолоданиях. Тогда брейтовская (T_7) толща попадает в верхи эоплейстоцена.

Представленное строение Рыбинского разреза показывает, что, во-первых, совершенно не обязательно, чтобы верхним тиллом везде была самая молодая ледниковая толща региона. Вероятно, в Тутаевском районе местами самым верхним оказывается и T_3, как и в ряде других мест в области. Во-вторых, ледниковые горизонты в целом хорошо прослеживаются, и при надвиге льдов (что предполагает значительные горизонтальные движения) имеют относительно выровненную нижнюю поверхность. Соответственно, в-третьих, наличие очень глубоких и узких древних «долин» – это следствие недостаточной изу-

ченности территории, не более. Разрезы через всю Ярославскую область показывают относительно «спокойное» залегание всех тиллов при мощности четвертичных отложений до 300 м. Последнее делает невозможным «выходы дочетвертичных пород на поверхность (рр. Волга, Обнора и др.)» [Проблемы..., 2001а, с. 11].

Литература

Арсланов Х.А., Громова Л.И., Заррина Е.П. и др. О геологическом возрасте осадков древнего Молого-Шекснинского озера //Доклады АН. 1967. Т. 172, № 1. С. 161–164.

Бородин Н.Г., Данилина А.А., Козлов В.Б. и др. Разрез лихвинских межледниковых отложений у д. Яковлевское близ г. Пошехонья-Володарского //Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР: Труды. М., 1981. С. 23–39.

Бреслав С.Л. О границе максимального верхнечетвертичного (калининского) оледенения в бассейне Верхней Волги //Геоморфология центральной части Русской равнины: Материалы совещания. М., 1971а. С. 70–92.

Бреслав С.Л. Четвертичная система //Геология СССР. Т. IV, часть 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1971б. С. 489–636.

Горлова Р.Н. О межледниковых отложениях с ископаемой флорой близ г. Тутаева на р. Волге /Горлова Р.Н., Метельцева Е.П., Недосеева А.К., Сукачев В.Н. //Бюллетень МОИП, Нов.сер. отд.биол. 1962. Т. LXVII, вып. 1. С. 59–82.

Иосифова Ю.И. Климатостратиграфия среднего плейстоцена (нижнего и среднего неоплейстоцена) бассейна Верхнего Дона (современное состояние проблемы): Материалы III Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск, 2002. С. 95–97.

Москвитин А.И. Молого-Шекснинское межледниковое озеро: Труды института геол. наук АН, Геол. серия. 1947. Вып. 88, № 26.

Москвитин А.И. Ярославский «мамонт» //Бюллетень МОИП, Отд. геол. 1950. Т. XXV, вып. 3. С. 97–108.

Новский В.А. Новые данные о междуморенных отложениях и террасах Рыбинского района //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. 1939. № 5. С. 63–67.

Новский В.А. Четвертичные отложения Рыбинского района //Ученые записки. Ярославль: Ярославский ГПИ, 1945. Вып. VI (XVI). С. 1–25.

Новский В.А. Верхний плейстоцен Ярославского Поволжья //Ученые записки. Ярославль: Ярославский ГПИ, 1971а. Вып. 87. С. 3–48.

Новский В.А. О роли экзарации в формировании рельефа Центральных районов Русской равнины //Геоморфология Центральной части Русской равнины: Материалы совещания. М., 1971б. С. 93–99.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья: Материалы симпозиума. М.: Геос, 2001а. 158 с.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья: Решение симпозиума //Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Геос, 2001б. № 64. С. 103–104.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд. МГУ, 1977. 198 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л., 1986. 157 с.

Сомов Е.И. Геологическое строение северной части Ярославской области. Л.-М.: ГОНТИ, 1939. 56 с.

Судакова Н.Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: МГУ, 1990. 160 с.

Судакова Н.Г. Проблемы корреляции разновозрастных ледниковых комплексов: Тезисы докладов Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. М., 1994. 222 с.

Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. О проекте межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Восточно-Европейской платформы и совершенствовании региональных стратиграфических схем ///Материалы III Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. Смоленск, 2002. С. 125–129.

Шиссель А.М., Щербаков И.Н. Морфогенетический принцип объяснения пространственной изменчивости некоторых инженерно-геологических свойств Московской морены Ярославского Поволжья //Проблемы геоморфологии и гидрогеологии северной половины Русской равнины. Ярославль: Ярославский ГПИ, 1976. Вып. 149. С. 24–29.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н. В. Макарова, В. И. Макаров

В течение многих лет авторы этой статьи систематически занимаются вопросами новейшей тектоники и геодинамики обширных территорий Русской плиты. Это – Московский и Нижегородский регионы, Окско-Донской прогиб, Татарстан и смежные области Среднего Поволжья, Ростовская область, в меньшей мере северные территории [Макаров, 1996; Макаров и др., 1998; Макарова и др., 1999]. Этому предшествовали весьма продолжительные комплексные исследования позднего кайнозоя Средней Азии с региональным картированием четвертичных отложений [Макаров и др., 1979]. Естественно, что в этих исследованиях одним из наиболее принципиальных моментов для нас был и остается геологический возраст и пространственная корреляция отложений и форм рельефа, которые выступают в качестве реперов для различного рода тектонических и геодинамических построений.

Для платформенных областей, характеризующихся весьма малыми амплитудами и градиентами тектонических деформаций, точность возрастных определений и пространственной корреляции этих реперов – четвертичных отложений и форм рельефа – особенно важна. И те неопределенности и разногласия, которые существуют в настоящее время относительно стратиграфической позиции многих горизонтов четвертичных отложений Русской равнины, а также происходящие с ними трансформации представляют весьма злободневную проблему научно-практической значимости. Ей и посвящена данная статья. Здесь мы хотим обратить внимание на: 1) недостаточную обоснованность и преждевременность широкомасштабного внедрения схемы с передатировкой отложений донского и днепровского ледникового покровов, 2) недостаточное использование формационных и геоморфологических методов при возрастном расчленении четвертичного покрова Русской равнины и пространственных корреляциях его подразделений и 3) недостаточность биостратиграфических критериев расчленения и корреляции четвертичного покрова.

Судя по только что изданным картам четвертичных отложений отдельных листов м-ба 1 : 1 000 000 [Государственная..., 1999, 2000] и 1 : 200 000, уже осуществлена передатировка отложений, связанных с донской лопастью покровного оледенения Русской равнины – из среднего плейстоцена они перенесены в нижний. Региональные геологические службы и экспедиции, следуя инструкции МСК и утвержденным им легендам [Решение..., 1986], вынуждены передатировать многие подразделения. Одновременно с передатировкой морены предлагаются новые стратиграфические схемы с многочисленными местными названиями [Болиховская, Молодьков, 2000; Красненков и др., 1997], с нашей точки зрения, недостаточно обоснованные и не согласующиеся друг с другом. Названия старых стратотипов отброшены или под ними понимаются совершенно другие образования. Дискутируется самостоятельность московского и валдайских оледенений. Нет ни одного горизонта, за исключением, может быть, микулинского, понимаемого однозначно. Вместе с тем многие исследователи продолжают пользоваться прежней стратиграфической схемой (например, [Алексеев и др., 1997; Васильев, 1997]), другие [Судакова, 2000] принимают ее частично.

Количество ледниковых отложений или морен на Русской равнине, а, следовательно, и оледенений, самостоятельность московского и валдайских оледенений и, в связи с этим, таксономический ранг разделяющих их межледниковий или межстадиалов – все эти вопросы были дискуссионными со времен первых исследователей четвертичного покрова Русской равнины: Г.Ф. Мирчинка, С.А. Яковлева, К.К. Маркова, И.П. Герасимова, А.И. Москвитина и многих других. Несмотря на десятки лет, прошедшие с тех пор, вопросы эти не только не решены до настоящего времени, но оказались совершенно запутанными. Немаловажную роль в этом сыграла все та же передатировка морены донского языка.

Проанализируем новую стратиграфическую схему Русской равнины, внедренную в геологическую практику [Государственная..., 1999; Решение..., 1986; Шик, 1993] (табл. 1), а также некоторые другие предлагаемые новые схемы (табл. 2) [Болиховская, Молодьков, 2000; Красненков и др., 1997]. При этом не будем касаться эоплейстоценовых отложений, выделение и стра-

Таблица 1. Стратиграфическая схема плейстоцена центральных районов Европейской России (по С.М.Шику [1993])

Общая шкала		Региональная стратиграфическая схема центральных районов				Местная стратиграфическая схема Верхнего Поднепровья и Верхнего Поволжья, принятая в 1983 г., с изменениями в соответствии с решениями Секции четвертичных отложений от 01.03.90 и 19.03.92 г. (серии, свиты)	
Раздел	Звено	Принятая в 1983 г. (надгоризонты, горизонты)		Предлагаемые изменения и дополнения			
Голоцен							
Плейстоцен	Верхнее	Валдайский	Осташковский			Валдайская	Осташковская
			Мончаловский				Мончаловская
			Калининский				Калининская
		Микулинский				Микулинская	
	Среднее	Подмосковный	Московский	Среднерусский	Московский	Московская	
			?		Одинцовский	Одинцовская почва	
					?	?	
		Лихвинский				Лихвинская	
	Нижнее	Мичуринский	Окский			Окская, суворовская	
			Мучкапский			Рославльский	Конаховская
							Подруднянская
							Глазовская
			Донской			Остерская, перекшинская	
		Южноворонежский	Ильинский			Сукромнинская	
						Сетуньская	
						Внуковская	Матвеевская толща
			Покровский				Ликовская толща
			Петропавловский				?
Эоплейстоцен							

тификация которых еще очень неопределенны. Начнем с ильинского надгоризонта и его ледникового среднеильинского горизонта – сетуньского. (Кстати, в стратиграфической схеме, представленной многими стратиграфами годом раньше [Бреслав и др., 1992], сетуньская свита помещалась на уровне донской морены).

В центральных областях Русской равнины, как известно, есть только три морены. Самая древняя из них находится в погребенном состоянии в глубоких долинных врезах под бывшей «днепровской» (ныне «донской») мореной. Это – морена так называемого окского оледенения (другой нет), выделенная впервые Б.В. Даньши-

Таблица 2. Сопоставление стратиграфических подразделений схем периодизации лессов и ископаемых почв Восточно-Европейской равнины (по Н.С.Болиховской, А.Н. Молодькову [2000] с некоторыми сокращениями)

Раздел	Звено	Горизонты и надгоризонты межрегиональной шкалы (1986 г.)	ПМ шкала	Этапы развития лессово-почвенной формации (по Н.С.Болиховской, 1995)	Периодизация лессов и палеопочв (по А.А.Величко и др.,1989)	Стратиграфические подразделения схемы четвертичных отложений Украины (по М.Ф.Векличу, 1995)
неоплейстоцен	Верхнее	Голоценовый	Брюнес	Голоценовый межледниковый IV	Голоценовая почва	Голоцен
		Валдайский		Валдайский ледниковый IIIv	Алтыновский л., трубчевская п., деснинский л., брянская п., хотыле вский л., крутицкая п., севский л.	Причерноморский Дофиновский Бугский
		Микулинский		Микулинский межледниковый IIImk	Салынская почва	Витачевский, удайский, прилукский Тасминский Кайдакский
		Среднерусский Н/г		Днепровский ледниковый IIdn	Мерцаловский лесс Курская почва Цининский лесс	Днепровский
	Среднее	Лихвинский Н/г или комплекс		Черепетьевский межледниковый IIchr	Роменская почва	Завадовский
				Жиздринский ледниковый IIzh	Орчикский лесс	
				Чекалинский межледниковый IIch	Каменская почва	
				Калужский ледниковый IIkl	Борисоглебский лесс	Тилигульский
				Лихвинский межледниковый II l	Инжавинская почва	Лубенский
	Нижнее	Окский		Окский ледниковый Iok	Коростелевский лесс	Сульский
		Беловежский		Мучкапский межледниковый Imch	Воронская почва	Мартоношский
		Донской		Донской ледниковый Idns	Донской лесс	Приазовский
		Ильинский н/г		Семилукский (позднеильинский) межледниковый Ism	Ржаксинская почва	Широкинский
				Девицкий (среднеильинский) ледниковый Idv		
				Гремячьевский (раннеильинский) межледниковый Igr		
		Покровский	Матуяма	Покровский ледниковый Ipk	Бобровский лесс	Ильичевский (?)
		Петропавловский		Петропавловский межледниковый Ipp	Балашовская почва	Крыжановский (?)

ным [1936] и относимая к нижнему плейстоцену. Она вскрывается многими скважинами (рис. 1) и неоднократно охарактеризована Н.Г. Судаковой с соавторами в Чекалинском разрезе в долине верхней Оки [Судакова, Большаков, 1997]. Теперь эта морена названа сетуньской. Принцип сохранения преемственности – одно из важнейших требований, предъявляемых к любой стратиграфической схеме, здесь нарушен, и это привело к путанице. Сетуньская морена не новая, выделенная впервые, а просто переименованная окская, которая, естественно, понижена в возрасте. Однако, окский горизонт остался, теперь он помещен над донским [Шик, 1993] (см. табл.1 и 2), хотя всегда помещался под бывшей днепровской мореной, ставшей ныне донской. А.А. Ве-

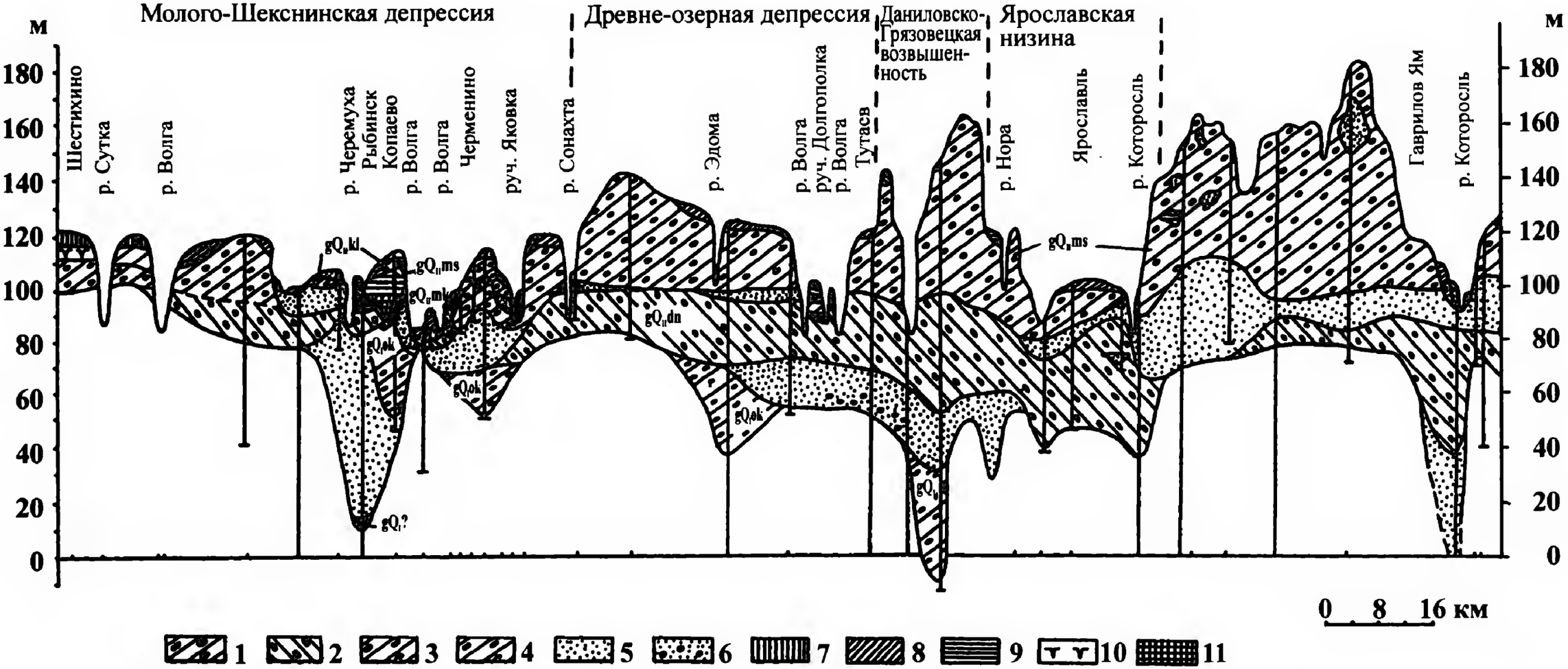


Рис. 1. Схематический геологический разрез плейстоценовых отложений Ярославского Поволжья (по Судаковой Н. Г. [Проблемы…, 2001а])

1–4 – моренные горизонты: 1 – окский, 2 – днепровский, 3 – московский, 4 – подпорожский (бывший калининский); 5 – песок; 6 – песок с галькой; 7 – покровные лессовидные отложения; 8 – суглинок; 9 – глина; 10 – псевдоморфозы по морозобойным клиньям; 11 – гиттия

личко и М.А. Фаустова [1987] при характеристике оледенений Восточно-Европейского региона пишут:

«Учитывая то обстоятельство, что на сопредельных территориях Европейской части СССР и на указанных хроностратиграфических уровнях выделяются ледниковые отложения, коррелируемые с эльстерским стратотипом в Западной Европе, с о п р е д е л е н н о й д о л е й у с л о в н о с т и [разрядка наша – *авт.*] окский горизонт сохранен в новой стратиграфической схеме четвертичных отложений Центральных районов Европейской части СССР». Новому окскому горизонту ищут морену, которой нет. В Ярославском Поволжье, где также, как и в Подмосковье, развиты те же три морены (одна из них погребенная окская, см рис.1) плюс еще калининская, С.М. Шик [Проблемы..., 2001] пытается выделять новую морену окского оледенения, относя к ней отложения, развитые на отдельных участках в северной части области. Однако, участники экскурсии летом 2001 г выразили сомнения в ледниковом происхождении этих отложений. Еще ранее А.А. Величко и М.А. Фаустова писали, что «в свете новых данных... границы оледенения и направления растекания его льдов полностью восстановить не удается. Это связано с тем, что возраст многих ледниковых комплексов, ранее считавшихся окскими, был пересмотрен и отнесен к донскому оледенению» [Величко, Фаустова, 1987]. Но это не так. К донскому оледенению отнесена только бывшая днепровская морена – первая на поверхности Окско-Донской равнины и вторая (перекрытая московской мореной) Подмосковья и соседних с ним районов. А окской всегда была п о г р е б е н н а я морена, залегающая под днепровской. Она и осталась в Белоруссии (березинская), в Прибалтике (дайнавская), в лихвинском разрезе у самого уреза Оки (хотя на новой карте четвертичных образований Московского листа м-ба 1 : 1 000 000 [Государственная..., 1999] она стала донской). Почему стратиграфы с такой легкостью согласились на перемещение окского горизонта из-под днепровской (в новом названии донской) морены фактически на нее?

Вообще проблема окского оледенения в его прежнем понимании никогда не решалась до конца. Границы его всегда проводились условно. Никто не объяснял, что это было за оледенение, какие ледники выработали такие глубокие врезы (или они воспользовались выработанными до них эрозионными долинами), почему окская морена не обнаруживается на водораздельных пространствах, было ли это оледенение долинным и, тогда, где области питания долинных ледников? Все эти вопросы остаются не решенными до настоящего времени, только теперь бывшая окская морена стала именоваться сетуньской.

Между сетуньским оледенением и следующим донским в новых схемах [Красненков и др., 1997; Шик, 1993] «скромно укрылось» сукромненское (позднеильинское, семилукское) межледниковье, выделенное на основании разрезов всего нескольких скважин и не имеющее, по словам самих палинологов, достаточно полной палеоботанической характеристики – отсутствует необходимый оптимум [Государственная..., 1999]. В схеме 1992 г [Бреслав и др., 1992] сукромненская свита перекрывала донскую, а затем переместилась под нее.

Перейдем к самой донской морене. Изменение ее возраста основывается, главным образом, на фауне мелких млекопитающих (грызунов: полевок, сусликов и др.), найденных на Окско-Донской равнине в подстилающих и перекрывающих морену отложениях. Однако, вся серия публикаций по обоснованию возраста этой морены заставляет както сомневаться в его надежности. Так, в 1975 г Р.В. Красненков и А.К. Агаджанян [1975] писали: «Состав фауны мелких млекопитающих, обнаруженных на Среднем Дону ниже морены и с к л ю ч а е т ее принадлежность (неясно, фауны или морены, хотя это и не важно – *авт.)* к м и н д е л ю [разрядка наша – *авт.*]. В свою очередь, морена покрывается отложениями с флорами р о с л а в л ь с к о г о типа». Заметим, что тогда рославльское межледниковье еще отвечало одинцовскому или позже лихвинскому горизонтам, т. е. в любом случае среднему плейстоцену.

В 1977 г. А.А. Величко, В.П. Ударцев и Т.Д. Морозова [1977] морену донского языка посчитали окской на том основании, что в перекрывающем морену лессово-почвенном комплексе фауна мелких млекопитающих является сингильской, т. е. переходной от тираспольской к лихвинской. В 1979 г С.М. Шик и М.И. Маудина [1979] доказывали днепровский, т. е. среднеплейстоценовый возраст морены Окско-Донской равнины, а уже в 1980 г. у Р.В. Красненкова с соавторами [1980] не было сомнений в раннеплейстоценовом возрасте морены. Они писали: «Донской горизонт представляет собой очень отчетливый стратотип. Возраст надежно определяется фауной мелких млекопитающих из над- и подморенных отложений, хорошо известно и следующее за ним межледниковье». Имеется ввиду мучкапское (раннеплейстоценовое). С этого заключения, по существу, и начался последующий пересмотр ранее утвержденной схемы.

Донской морене понадобилось найти аналоги в других регионах. Это – ясельдинская в Белоруссии и дзукийская морены в Прибалтике. Но эти морены занимают совершенно отличное от донской положение в рельефе: как и окская, они вскрываются только скважинами в самых глубоких врезах, тогда как донская лежит на поверхности. Причислять их к одному оледенению вряд ли возможно, даже, если привлечь для этого четвертичные тектонические движения.

Возникла проблема разделения морен донского и днепровского ледниковых языков, которые всегда связывались с единым оледенением (максимальным). В связи с этим считается, например, что эти, морены различны по петрографическому составу обломочного материала, из чего следует вывод о различии областей питания (центров оледенения). В донской морене, по данным А.А. Величко и др. [1977], нет гнейсов и других пород из Финляндии, Карелии, бассейна Белого моря и Кольского полуострова. Однако, это не так. По опубликованным данным [Опорные..., 1984] и нашим собственным наблюдениям, повсюду в морене донского языка, даже в самых ее восточных разрезах – на р. Вороне и на р. Суре, наряду с местным материалом, присутствуют обломки гнейсов, гранита-рапакиви, шокшинского кварцита, т. е. пород – показателей Скандинавской области питания, характерных и для днепровского языка. Встает также вопрос: почему во время донского оледенения (если принять его в качестве самостоятельного) ледник не стал спускаться со Скандинавии на юг по долине Днепра, а пошел на восток только по Окско-Донскому прогибу?

Сравним морены днепровского и донского языков по морфологии, характеру залегания, сопряжению с аллювием, речными террасами и другим геоморфологическим особенностям. В рельефе эти морены имеют сходное положение: они залегают на водоразделах на отметках 180–200 м, а в речных долинах в цоколе IV-й террасы на уровне 100–120 м, иногда заполняя верхние части врезов. Рельеф морен сглажен и, как правило, перекрыт лессово-почвенным комплексом мощностью до 10–15 м. По данным А.А. Величко и др.[1977], на днепровской морене развиты лишь микулинские почвы, что является основанием для ее омоложения и перенесения на уровень московской морены, т. е. во вторую половину среднего плейстоцена. Однако, по данным геологических съемок прошлых лет, на этой морене развиты и одинцовские почвы. Местами под днепровской и донской моренами, как на Днепре [Лессово-почвенная..., 1997], так и в восточных районах, сохранились лихвинские межледниковые отложения, а в наиболее глубоких врезах под теми и другими залегает более древняя морена – березинская на Днепре и ее аналог окская (в новой схеме сетуньская) в Подмосковье и соседних районах. В области развития московского оледенения и донская, и днепровская морены перекрываются мореной этого оледенения.

В области развития и днепровской, и донской морен развиты только 4 надпойменные террасы, причем, верхняя IV-я и в долине Днепра, и в долине Дона вложена в морену и сложена флювиогляциальными отложениями времени отступания ледника. В долине Днепра эта терраса и называется моренной. Таким образом геоморфологическая и геологическая обстановки в пределах развития морен в долинах Днепра и Дона практически одинаковы.

Все это позволяет нам предложить еще раз очень внимательно взвесить все имеющиеся основания для удревнения морены на Дону и отнесения морен днепровского и донского языков к разновозрастным оледенениям.

Перейдем к следующему за донским ледниковым – мучкапскому межледниковому горизонту. Это, как будто новое, межледниковье фактически соответствует бывшему одинцовскому межледниковью, разделявшему днепровскую и московскую морены, и с которым С.М. Шик в 1974 г. коррелировал рославльский горизонт [Шик, 1974]. Но теперь рославльское межледниковье понижено в возрасте до раннего плейстоцена и называется мучкапским, поскольку в отложениях, перекрывающих донскую (бывшую днепровскую) морену на Окско-Донской равнине найдена фауна млекопитающих, отнесенная к тираспольскому комплексу [Красненков, Агаджанян, 1975; Опорные..., 1984], да и сама морена перешла в нижний плейстоцен. В то же самое время одинцовский горизонт в новых схемах сохранен, но что под ним сейчас следует понимать – не ясно, т. к. в одинцовском стратотипическом разрезе уже выделяется не одинцовское, а мучкапское межледниковье [Государственная..., 1999].

Об окском горизонте мы уже сказали. Помещение его выше донской морены и мучкапского межледниковья, с нашей точки зрения, лишено оснований.

Средний плейстоцен начинается с лихвинского горизонта, который теперь называется «Большой Лихвин» [Шик, 1998] или расширен до надгоризонта [Болиховская, Молодьков, 2000]. Он всегда залегал на окской морене, а перекрывался днепровской, как это имеет место в стратотипическом разрезе на р. Оке у г. Чекалина (что и отражено в

схемах Ю.М. Васильева [1997], М.А. Алексеева с соавторами [1997]). В новых же схемах лихвинские отложения залегают на гипотетических окских. «Большой Лихвин» включает два потепления, разделенные похоладанием, как у С.М. Шика [1998], или три межледниковья (лихвинское, чекалинское, черепетьевское), разделенные– калужским и жиздринским оледенениями, как в схеме Н.Г. Болиховской и А.Н. Молодькова [2000]. Отложения, относящиеся в этих схемах к межледниковьям и ледниковьям, представлены исключительно озерно-аллювиальными и озерно-болотными осадками, лессами и палеопочвами. При этом некоторые межледниковые отложения коррелируются с далекими средиземноморскими сапропелями. Но морен, соответствующих новым выделенным калужскому и жиздринскому оледенениям, нет, во всяком случае, они нигде не описаны. Есть лишь лессы, но тогда, может быть, это просто похолодания, а не оледенения?

Средний плейстоцен заканчивается ледниковым горизонтом – московским у С.М. Шика и днепровским у Н.Г. Болиховской и А.Н. Молодькова. По всей вероятности, в днепровский горизонт входит все та же московская морена, которая стала считаться стадией днепровского оледенения, но употреблять старое название горизонта в новом значении и помещать его на место московского, значит создавать еще одну путаницу, кроме той, которая уже вызвана перемещением вверх по стратиграфической шкале окского горизонта.

Из сказанного выше следует, что в предлагаемых схемах существует множество неопределенностей, неточностей и таких положений, с которыми нельзя согласиться. По крайней мере, все они требуют существенной доработки. Нужно сказать, что и в схемах, признающих самостоятельность днепровского и московского оледенений [Судакова, 2000], помимо них присутствуют и сетуньское, и донское, и окское оледенения (табл. 3), хотя морен-то всего три. И где проходит граница между донским оледенением и днепровским в Подмосковье и восточнее его? Ведь донская морена – это пониженная в возрасте восточная часть единого днепровского покрова. Осуществляемый в новых схемах столь значительный временной разрыв морен донского и днепровского языков максимального ледникового покрова представляется искусственным.

Причиной такой несогласованности схем расчленения четвертичного покрова Русской равнины, помимо сложности его строения, являются недостаточно аргументированные суждения и выводы, основанные часто на единичных разрезах, неоднократная передатировка известных разрезов. При этом передатированные разрезы представляются стратотипами, гипостратотипами, лектостратотипами. По одному разрезу Польное

Таблица 3. Ледниковая ритмика на Русской равнине в плейстоцене (по Н.Г.Судаковой [2000] с сокращением)

Стратиграфические подразделения, горизонты				Возраст	Развитие и распространение оледенений
голоцен				13	
плейстоцен	верхний	валдайский	верх.	30	
			сред.	50	
			калининский	110	
		микулинский		135	
	средний	московский		190	
		межледниковье		250	
		днепровский		300	
		окско-днепровский		320	
				340	
			лихвинский	460	
	нижний	окский		500	
		рославльский мучкапский		580	
		остерский донской		640	
		межледниковье		670	
		сетуньский		700	
		межледниковье			
					?

Лапино в Мичуринской области можно насчитать более десятка статей, по-разному трактующих соотношение озерно-аллювиальных осадков с мореной и принадлежность их к тому или иному межледниковью.

Многие исследователи считают, что Верхний Дон – единственное в Европе место, где на огромной территории на небольшой глубине или прямо на поверхности залегают древние межледниковые отложения [Красненков и др., 1997]. Считаем, что именно поэтому результаты исследований должны быть более обстоятельно обоснованы. Возьмем, например, опорный разрез Новохоперский, в котором представлены донская (в новом понимании) морена, подстилающий ее аллювий и перекрывающий лессово-почвенный комплекс [Опорные..., 1984]. Подморенный аллювий разными исследователями был датирован по разному. Г.И. Горецким и П.И. Дорофеевым на основании содержащихся в нем ископаемых остатков семян и плодов он был отнесен к бакинскому ярусу. М.И. Лопатников, на основании палинологических материалов М.П. Гричук, посчитал его возраст лихвинским. Моллюски, содержащиеся в аллювии, А.А. Чепалыга отнес к тираспольскому комплексу, а Г.И. Попов – к эвксино-хазарскому. По фауне мелких млекопитающих, определенной А.К. Агаджаняном, аллювий был датирован ранним плейстоценом. Выделяемые над мореной нижние почвенные профили имеют возраст по радиоуглероду поздний плейстоцен, но он не принят во внимание, считается ошибочным. Среди более высоких почвенных горизонтов одни выделяют одинцовские, микулинские, брянские, другие только лихвинские. В заключение предлагается: «Учитывая новые данные о возрасте донской морены, самый верхний почвенный профиль правильнее всего считать лихвинским. Нижний, видимо, следует относить уже к нижнеплейстоценовому мучкапскому межледниковью» [Опорные..., 1984].

В другом опорном разрезе Согласие-Коростелево [Опорные..., 1984] в районе пос. Мучкапский, где выделен новый межледниковый одноименный горизонт, выше морены развиты субаэральные образования с несколькими погребенными почвенными горизонтами. Верхний из них «можно коррелировать с микулинским межледниковьем, два нижележащих почвенных профиля...видимо сответствуют лихвинскому межледниковью (с двумя фазами)». Разделяющий почвы лесс «с известной долей вероятности можно соотнести с днепровским оледенением». Определение возраста двух нижележащих почвенных горизонтов более сложное. Однако, «...в свете открытия нижнеплейстоценового мучкапского межледниковья, следующего непосредственно за максимальным оледенением Дона, есть веские основания думать, что нижние почвенные профили разреза Согласие отвечают именно этому межледниковью.»

Особо следует сказать о методах, используемых для расчленения четвертичных отложений по возрасту. Среди них основным является палинологический. Практически вся стратиграфия четвертичных отложений Русской равнины основана на этом методе, можно сказать, что стратиграфию «делают» палинологи. Порою на основании единичных разрезов передатируются ранее известные горизонты, выделяются новые межледниковья и оледенения, хотя соответствующих отложений, в частности, морен нет.

Палинологи называют свой метод репрезентативным и считают его «самым весомым климатостратиграфическим обоснованием выделения этапов разного ранга...Комплекс палинологических критериев позволяет определить в о з р а с т (разрядка наша – *авт.*) содержащихся в них (лессово-почвенных горизонтах) межледниковых и перигляциальных палинофлор» [Палеоботанические..., 1991]. Если этот метод такой представительный, как понять, что на основании палинологических данных возраст одних и тех же горизонтов без конца изменяется, причем, каждый раз доказывается, что это именно новый возраст?

Примером может служить уже упоминавшийся разрез Польное Лапино в Мичуринской области. Это разрез аллювиально-озерных отложений мощностью 40–45 м, погребенных под аллювием I–III террас р. Польной Воронеж и изученный только по данным бурения [Опорные..., 1984]. М.И. Маудина [1968] считала этот разрез «первым достоверным разрезом одинцовского межледниковья в пределах Окско-Донской равнины и одним из наиболее полных известных к настоящему времени на Русской платформе». Позднее она совместно с Н.М. Грищенко [1976] поместила этот разрез под днепровскую морену и стала считать лихвинским. Затем в 1979 г. С.М. Шик и М.И. Маудина [1979] снова, подробно описав этот разрез, посчитали, что осадки залегают не под мореной, а над ней, и в связи с этим он вновь стал считаться одинцовским – рославльским. В спорово-пыльцевой диаграмме были выделены два климатических оптимума (глазовский и рославльский), разделенные подруднянским похолоданием. Тогда же эти исследователи доказывали, что состав флоры и диатомовых моложе лихвинских, и морена должна иметь днепровский возраст. Наконец, после того,

как морена была передатирована, эти отложения вновь понизились в возрасте и стали относиться к мучкапскому раннеплейстоценовому межледниковью, причем, М.Н. Валуева выделила здесь всего один климатический оптимум, разделенный двумя похолоданиями. И это все на основании одних и тех же спорово-пыльцевых спектров [Опорные..., 1984].

Г.А. Анциферова, изучавшая диатомовые в том же разрезе, датировала их как плиоцен-четвертичные, не моложе среднего плейстоцена [Анциферова, 1979]. После всего этот разрез предлагается считать гипостратотипом. Новое мучкапское межледниковье коррелируется с рославльским, которое, как было показано выше, не раз меняло свое стратиграфическое положение. Такие многократные передатировки одних и тех же отложений В.В. Писарева и С.М. Шик [1998] объясняют «недооценкой роли переотложения микрофоссилий и перерывов в осадконакоплении». При этом ни ранговость этих перерывов, ни их продолжительность, ни палеогеографическое и палеогеоморфологическое проявления не анализируются, что, с нашей точки зрения, позволяет осуществлять весьма произвольные построения. В связи с передатировкой окской и днепровской морен все межледниковые горизонты, выделявшиеся раньше под или над этими моренами, должны поменять свой возраст. И здесь опять начнется путаница.

О других методах. Термолюминесцентный метод, как отметил Ю.А. Лаврушин в предисловии к материалам совещания по Ярославскому Поволжью [Проблемы..., 2001], не всегда дает точные датировки. От его использования отказались польские иследователи, а английские ограничили его применение 100 тысячами лет. Палеомагнитный метод отчетливо дает границу Матуяма-Брюнес. Но отсутствие четких маркеров в пределах эпохи Брюнес не дает возможности использовать этот метод для более детального возрастного расчленения отложений [Стратиграфия..., 1984], он может применяться только в комплексе с другими методами [Большаков, 1997].

С большим сожалением приходится констатировать, что, по крайней мере, в последнее время при стратиграфическом расчленении четвертичных отложений практически не используется геоморфологический метод, основанный на главной и весьма важной особенности четвертичных отложений, которая отличает их от более древних, – их непосредственной связи с формами рельефа разного возраста. Рельеф и четвертичные континентальные отложения неотделимы друг от друга. Геоморфологический метод в данном случае является, по существу, частью формационного анализа, который включает изучение не только литологического и фациального состава некоторого комплекса парагенетически связанных отложений, но и форм рельефа, как образованных этими отложениями, так и вмещающих их. Формы рельефа несут достаточно характерные метки, которые являются весьма важной, нередко определяющей информацией для восстановления последовательности событий при стратификации отложений и корреляции последних на далекие расстояния.

Многие исследователи строят стратиграфию четвертичных отложений исключительно на лессово-почвенных комплексах, озерных отложениях и торфяниках, поскольку именно они содержат остатки растительности, споры и пыльцу. И практически никто не занимается при этом аллювиальными отложениями, слагающими региональные цикловые террасы и на которых формируются так называемые покровные комплексы, в том числе лессы и почвы. Еще А. Пенк в 1880 г писал, что комплекс галечных толщ, развитых в речных долинах, может дать науке то, чего нельзя ждать от моренных разрезов – летопись ледниковых событий. Он считал, что, если в речных долинах есть 4 галечных слоя (террас), то таким же должно быть количество древних оледенений [Имбри, Имбри, 1988]. Последующий опыт изучения моренно-аллювиальных комплексов, особенно ярко проявленных в горных областях, показал, что речь не идет о прямой корреляции аллювия речных террас с моренами. Пространственно-временные соотношения здесь иные, но они достаточно определенные [Макаров и др., 1979], и А. Пенк абсолютно прав. Речные террасы с аллювиальными комплексами отложений четко маркируют циклы климатических изменений, включающие теплый (межледниковый) и холодный (ледниковый) эпохи.

Позволим себе напомнить, что в любой горной речной долине, имеющей ледниковое питание, у конца ледника расположена современная морена, переходящая во флювиогляциальные отложения, которые еще ниже по долине сменяются аллювием, слагающим русло и пойму. И такая связь существует и для всех более древних комплексов морен и аллювия. Древние морены тянутся ниже по долинам относительно современных морен. И соответственно в пределах распространения древних морен развиты аллювий и террасы только более молодых циклов, вложенные в эти морены. На этой фактически геоморфологической основе построена стратиграфия

четвертичных отложений горных районов, уточненная методами биостратиграфии и радиоизотопии. Такая же картина наблюдается и на любой равнине, подвергшейся оледенениям, в том числе, и на Русской. От зандра московского оледенения, протягивающегося по долине Волги до устья Ветлуги, берет начало III-я терраса р. Волги [Горецкий, 1965; Москвитин, 1967; Обедиентова, 1997 и др.]. От зандра днепровского оледенения, протягивающегося почти до Казани, берет начало IV-я терраса р. Волги. Выше по течению ее нет и быть не может, поскольку там находился ледниковый покров.

Количество четвертичных цикловых или региональных террас в речных долинах строго ограничено. Во внеледниковой области их 5–6 (Днепр, Днестр, Дон, Волга и др.). В ледниковых областях в речных долинах террас меньше. Так, например, у Москва-реки их 3. У северных рек в области валдайских оледенений – всего 1 или 2 террасы. Повторяем, что речь идет о цикловых террасах, образование которых связано с крупными тектоно-климатическими циклами [Макаров и др., 1979; Постоленко, 1990; Макарова, 2000 и др.]. Локальных террас, образование которых вызвано дифференцированным характером тектонических движений или другими местными причинами, может быть значительно больше.

Строение цикловых региональных террас практически однотипно во всех районах, как горных, так и равнинных. Это наглядно представлено во 2-м полутоме «Четвертичной системы» [Стратиграфия..., 1984]. Нижние части аллювия террас, как правило, сложены «теплым» межледниковым аллювием, верхние – «холодным», сопоставляемым с ледниковыми эпохами. Об этом свидетельствуют данные палинологического анализа, палеонтологии (млекопитающие, моллюски и др.), количество и состав глинистых минералов, текстурные особенности аллювия, цвет, цементация и другие особенности аллювия [Макаров и др., 1979; Макарова, 2000].

Поскольку количество цикловых или региональных террас как в горных, так и равнинных областях одинаково, следовательно, их образование отвечает крупным планетарным тектоно – климатическим ритмам. Поэтому связывать их образование следует с климатическими ритмами в ранге межледниковий и оледенений, а не стадиалов. Отсюда, по нашему мнению, споры о том, что московское оледенение является стадией днепровского, вряд ли серьезны, оно самостоятельное, так же, как калининское и осташковское оледенения. И в этом мы вполне согласны с исследователями, отстаивающими такую точку зрения [Алексеев и др., 1997; Васильев, 1997; Судакова, 1990 и др.]. Связанные с этими оледенениями и разделяющими их межледниковьями речные террасы увязываются с морскими террасами, образование которых также отвечает крупным климатическим ритмам, вызывающим регрессии и трансгрессии морей и океанов. Считать, что образование IV речных террас отвечает ритму ранга межледниковья-оледенения, а III, II и I террас, также построенных, – ритмам ранга стадиала – межстадиала, вряд ли логично. Иначе нам придется и планетарные трансгрессии и регрессии четвертичного периода также делить на различные ранги.

Поскольку, как указывалось выше, в четвертичных речных долинах как равнинных, так и горных районов развито всего 5–6 террас, верхняя из которых, как правило, относится уже к эоплейстоцену, следует ожидать такое же количество оледенений и, следовательно, морен, или, если до оледенений дело не доходило, то крупных похолоданий.

Выше речь шла о формациях, развитых в поверхностном рельефе. Кроме них могут быть также погребенные формы рельефа и отложения. На Русской равнине такое погребенное положение имеет так называемый венедский аллювий, выделенный Г.И. Горецким [1965, 1970] в долинах Днепра, Волги, Оки, Москвы, Камы и их притоков. Этому погребенному аллювию соответствует также погребенная морена – окская (она же березинская). И аллювий и морена образовались в единый цикл интенсивного расчленения рельефа – межледниковье – оледенение.

Могут ли быть на Русской равнине еще более древние морены? По всей вероятности, да, т.к. в указанных выше погребенных долинах Русской платформы есть еще одна аллювиальная свита – соликамская, также выделенная Г.И. Горецким на основании разрезов многочисленных скважин. Возможно, с этой свитой аллювия коррелируются наревская морена в Белоруссии. На остальной части Русской равнины такие морены пока еще не обнаружены. Если они есть, то их следует искать севернее широтной долины Волги, т. е. севернее области развития аллювия соликамской свиты.

Здесь следует подробнее сказать о соотношении аллювия и речных террас с одновозрастными моренами. Межледниковый аллювий может находиться в области развития морены, которая перекрывает его, заканчивая цикл межледниковье – оледенение. Соответствующая же терраса, в которой нижняя часть сложена межледнико-

вым «теплым» аллювием, а верхняя – ледниковым «холодным», может начинаться только ниже морены.

Таким образом, соотношение ледниковых и аллювиальных отложений, а также соответствующих им форм рельефа, количество аллювиальных свит и слагаемых ими террас в речных долинах могут дать объективные сведения о климатических ритмах, палеогеографической обстановке на больших территориях. Эти сведения могут быть более важными, чем данные спорово-пыльцевого анализа или количество лессово-почвенных комплексов. Последние могут отражать климатические ритмы менее крупных рангов, чем межледниковья и оледенения. Таким образом, аллювий и морены должны изучаться вместе с вмещающими их формами рельефа.

Заканчивая этот обзор предлагаемых стратиграфических схем, следует сказать, что само по себе стремление детализировать имеющиеся схемы в соответствии с новыми данными следует приветствовать и развивать дальше. Однако, делать это надо, применяя комплекс методов, сопоставляя результаты, полученные каждым методом, друг с другом, взвешивая полученные данные, привлекая материал не только по близлежащим районам, но и по другим регионам.

Для того, чтобы исключить путаницу, возникшую в связи с передатировкой морены донского языка, мы предлагаем: 1) Отменить название сетуньской морены, вернуть ей прежнее название – окская. 2) Вернуть окский горизонт на его прежнее место – под днепровскую (или донскую) морену. Если морена донского языка так и останется нижнеплейстоценовой, окский горизонт также понизится в возрасте. 3) Ликвидировать сукромненское межледниковье. 4) Мучкапское межледниковье, так как оно сейчас обосновано, невозможно принять, его спорово-пыльцевые диаграммы сходны с одинцовскими. 5) Московское и днепровское оледенения считать самостоятельными, в связи с этим в схемах оставить и московский, и днепровский горизонты. 6) Валдайские оледенения также считать самостоятельными. С ними связаны региональные II-е и I-е цикловые террасы в долинах всех рек Русской равнины. При этом при оценке, какое из них было максимальным, учесть данные по окружающим и другим регионам: на Урале, Кавказе, Тянь-Шане, в Западной Сибири максимальным было п е р в о е позднеплейстоценовое оледенение, почему на Русской равнине было не так. Следует сказать, что сейчас появляются новые схемы, в которых старые названия валдайских оледенений заменяются новыми – подпорожское и др., что, с нашей точки зрения, вряд ли приемлимо. 7) При названии горизонтов использовать известные географические пункты и давать их сопоставления с ранее выделенными горизонтами. И последнее, еще раз проанализировать все имеющиеся аргументы в пользу передатировки донской лопасти днепровского оледенения.

Литература

Алексеев М. Н., Габлина С. С., Горецкий К. В. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья // Четвертичная геология и стратиграфия России. М.: 1997. С. 15–24.

Анциферова Г. А. Стратиграфическое и палеогеографическое значение диатомовой флоры одинцовских (рославльских) межледниковых отложений бассейна Верхнего Дона // Проблемы антропогена центральных районов Русской платформы. Воронеж. 1979. С. 58–86.

Болиховская Н. С., Молодьков А. Н. Корреляция лессово-почвенной формации и морских отложений Северной Евразии (по результатам палинологического и ЭПР анализов) // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. Изд-во МГУ. 2000. С. 149–178.

Большаков В. А. Результаты палеомагнитных исследований плейстоценовых морен Европейской части России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997. Т. 5. № 6. С. 85–95.

Бреслав С. Л.., Валуева М. Н. , Величко А. А. и др. Стратиграфическая схема четвертичных отложений центральных районов Восточной Европы // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М. 1992.

Васильев Ю. М. Принципиальная схема стратиграфии среднего и верхнего плейстоцена страторегиона Подмосковья и Центральной России // Четвертичная геология и палеогеография России. М. 1997. С. 40–46.

Веклич М.Ф. Корреляция палеогеографических этапов плейстоцена: океан – лёссовые области – Черное море //Корреляция палеогеографических событий: материк – шельф – океан. М.: Изд-во МГУ. 1995. С. 27–32.

Величко А. А., Ударцев В. П., Морозова Т. Д. О разновозрастности морен днепровской и донской лопастей покровного оледенения Восточно-Европейской равнины // ДАН СССР 1977. Т. 232. № 5. С. 1142–1145.

Величко А. А., Фаустова М. А. Оледенение северной половины территории СССР. Восточно-Европейский регион // Четвертичные оледенения на территории СССР (К XI Конгрессу ИНКВА. Канада). 1987. С. 14–42.

Величко А. А., Маркова А.П., Морозова Т.Д. и др. Хроностратиграфия лёссово-почвенной формации

и ее значение в корреляции и периодизации ледниковой, перигляциальной и приморской областей // Четвертичный период: палеогеография и литология. Кишинев: Штиница. 1989. С. 14–20.

Горецкий Г. И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем плейстоцене. М.: Наука. 1965. 412 с.

Горецкий Г. И. Аллювиальная летопись Великого Пра-Днепра. М.: Наука. 1970. 491 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000. Серия Центрально-Европейская. N-37 (38) – Москва (новая серия). СПб. 1999.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-б 1:1 000 000 (новая серия). Лист N-(38), 39 – Самара. СПб. 2000.

Грищенко М. Н. Плейстоцен и голоцен Верхнего Дона. М.: Наука. 1976. 262 с.

Даньшин Б. В. Геологическое строение Московской области // Тр. Всес. научн. исслед. ин-та. минер. сырья и Моск. Геол. Треста. 1936. Вып. 105/18.

Имбри Д, Имбри К. П. Тайны ледниковых эпох. М.: Прогресс. 1988. 263 с.

Красненков Р. В., Агаджанян А. К. Нижний плейстоцен Среднего Дона //Бюлл. Комис. по изучению четверт. периода. 1975. № 44 С. 69–83.

Красненков Р. В., Иосифова Ю. И., Шулешкина Е. А., Либерман Ю. Н. О нижнечетвертичном возрасте донского ледникового языка (по данным изучения мелких млекопитающих) // ДАН СССР. 1980. Т. 252. № 3. 677–680.

Красненков Р. В., Иосифова Ю.И., Семенов В. В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион для климатостратиграфии нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины. Палеогеография и стратиграфия. М. 1997. 144 с.

Макаров В. И. Региональные особенности новейшей геодинамики платформенных территорий в связи с оценкой их тектонической активности // Недра Поволжья и Прикаспия. 1996. Вып. 13. С. 53–60

Макаров В. И., Макарова Н. В., Акинин Б. Е. Основные закономерности строения четвертичного аллювия и стадии формирования террас горных рек Средней Азии.// Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1979. № 49. С. 90–104.

Макаров В. И., Бабак В. И., Гаврюшова Е. А., Федонкина И. Н. Новейшая тектоническая структура и рельеф Москвы // Геоэкология. 1998. № 4. С. 3–20.

Макарова Н. В. К вопросу о формировании речных террас и аллювия // Изв. Вузов. Геол. и разв. 2000 № 3. С 35–42.

Макарова Н. В., Макаров В. И., Суханова Т. В., Гептнер Т. М. Новейшая тектоника Окско-Цнинского вала // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1999. № 3. С. 22–28.

Маудина М. И. Погребенное озеро Одинцовского века в районе г. Мичуринска // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1968. № 35. С. 173–179.

Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР. М.: Наука. 1967. 236 с.

Обедиентова Г. В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука. 1997. С. 238.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна верхнего Дона. Воронеж. 1984. 212 с.

Палеоботанические методы в изучении палеогеографии плейстоцена. // Палеогеография. Т. 7. 1991. 180 с.

Писарева В. В., Шик С. М. Проблема интерпретации палинологических данных в связи с переотложением и перерывами в осадконакоплении. // Тез. докл. Всерос. совещ. «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследований в XXI веке». СПб. 1998. С. 40–41.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья // Материалы симпозиума. Ярославль. 2001. 158 с.

Постоленко Г.А. Палеогеографические и геоморфологические критерии стратиграфического расчленения четвертичного аллювия // Бюл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. № 59. С. 39–47.

Решение 2-го Межведомственного совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформе. Л. ВСЕГЕИ. 1986. 156 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. М.: Недра: Полутом 1. 1982. 443 с. Полутом 2. 1984. 556 с.

Судакова Н. Г., Большаков В. А. Древнейшая морена в окрестностях г. Чекалина на Оке // ДАН СССР. 1997. Т. 233. № 6. С. 1176–1179.

Судакова Н. Г. Палеогеографические закономерности ледникового литогенеза. М.: Изд-во МГУ. 1990. 160 с.

Судакова Н. Г. Литогенная основа палеогеографических исследований // Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд-во МГУ. 2000. С. 11–34.

Шик С. М. Рославльские межледниковые отложения центральной части Русской платформы. Автореф. дисс... канд. геогр. наук. М.: 1974.

Шик С. М. О стратиграфической схеме плейстоцена Центральных районов // Бюллетень регионального межведомственного стратиграфического Комитета по Центру и Югу Русской платформы. М.: 1993. Вып. II.

Шик С. М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. № 4. С. 105–109.

Шик С. М., Маудина М. И. Рославльские межледниковые озерные отложения Окско-Донской равнины //Проблемы антропогена Центральных районов Русской платформы. Воронеж. 1979. С. 42–57.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КИТАЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ

А.О. Селиванов

Восточное побережье Китая, омываемое водами Желтого и Восточно-Китайского морей, располагается в различных климатических поясах, от умеренного до субэкваториального, и в различных структурно-тектонических зонах тихоокеанской окраины Азии. Большое разнообразие типов берегов, широкое распространение как поднятых, так и погруженных древних береговых комплексов, а также многообразие геолого-геоморфологических и историко-археологических данных делают восточное побережье Китая крайне интересным с точки зрения изучения развития рельефа морских побережий в плейстоцене-голоцене и изменений уровня моря за этот период. Автору довелось в разные годы совершить несколько геолого-геоморфологических маршрутов по различных участкам восточного побережья Китая, а также ознакомиться с результатами исследований китайских ученых.

Из-за интенсивной аккумуляции доголоценовые берега на равнинных участках побережья не всегда выражены в рельефе, но известно довольно много погребенных древних береговых комплексов. Вместе с тем, по данным бурения известно широкое распространение в Северо-Восточном Китае до высот 400–500 м раннечетвертичных (эоплейстоценовых) отложений, содержащих морскую микрофауну. Их относят к пекинской трансгрессии (2,4 млн л.н.) и трансгрессии йонгледиа (0,9–1,0 млн. л.н) [Yang, Xie, 1984]. Видимо, столь значительные высоты залегания соответствующих отложений обусловлены, в первую очередь, последующим неотектоническим воздыманием предгорий Большого Хингана и Внутренней Монголии.

На юго-западном побережье Восточно-Китайского моря, где к берегу выходят складчато-глыбовые сооружения гор Уишань, многие китайские исследователи выделяют несколько абразионных, реже абразионно-аккумулятивных морских террас. В классических работах 30–60-х годов Дэвид Лин описал на этом побережье серию морских террас на высотах 5–10, 15–25, 30–50, 100–130 и 400–500 м [Lin, 1983]. Две последние он относил к раннему и среднему плейстоцену, а остальные – к позднему. По данным В.Г. Лебедева [1968], отложения, имеющие несомненно морской генезис (илы и галечники), известны лишь на террасовидных поверхностях высотой не более 35–45 м. Обобщивший имеющиеся представления об антропогене Восточного Китая М.Н. Алексеев [1978] условно сопоставляет с сангамоном (рисс-вюрмом) 10–25-метровую террасу.

Серию четвертичных морских террас на высотах до 180 м, а местами – до 500–700 м до 70-х годов принято было выделять и на Шаньдунском полуострове. Проведенное в последнее десятилетие повторное геолого-геоморфологическое изучение этих объектов в большинстве случаев не подтверждает их прибрежно-морской генезис [Li et al., 1987]. Во время полевых маршрутов в районе гг. Циндао и Яньтай автор совместно с исследователями из Института океанологии АН Китая изучал обнажения «красноцветов люкуан», традиционно считавшихся типичными отложениями морской трансгрессии яодун начала позднего плейстоцена. Они представляют собой хорошо и отлично сортированные мелко-тонкозернистые послойно ожелезненные пески с косой слоистостью, характеризующейся малой горизонтальной протяженностью серий и самыми различными углами и направлениями их падения.

Морфоскопические исследования песчаных зерен из верхней слабосцементированной части толщи свидетельствуют об участии эоловых процессов в формировании этих отложений. Покровный характер залегания толщи, ее структурные и текстурные особенности, специфика спорово-пыльцевых спектров убедили авторов, как и китайских коллег, в континентальном происхождении «красноцветов люкуан». Некоторые китайские исследователи считают их отложениями перевеянных береговых дюн [Han, Meng, 1987], для чего, на наш взгляд, нет достаточных оснований. Вероятнее всего, отложения имеют аллювиально-делювиальное происхождение, а в верхней части сильно перевеяны. Они формировались в сравнительно холодных климатических условиях не позднее среднего плейстоцена. Не исключен даже позднеплиоценовый возраст «красноцветов люкуан».

Наиболее полным источником информации об истории развития побережий Восточного Китая в четвертичное время и хронологии колебаний уровня моря являются буровые материалы скважин на шельфе и побережьях и шельфе зал. Бохайвань[1] и Лайчжоувань Желтого моря, а также на дельтовой равнине р. Янцзы и прилегающем шельфе Восточно-Китайского моря [Liu et al., 1987; Wang et al., 1987; Zhao, Chin, 1985; Zhao et al., 1988]. В скважинах многократно чередуются морские и континентальные осадки, причем первые содержат раковины моллюсков, фауну фораминифер, диатомовую флору, а континентальные отложения – также мелкие кости млекопитающих. В дельте р. Хуанхэ мощность четвертичных отложений местами превышает 1,5–2 км, а в средней часть шельфа Желтого моря уменьшается до 150–200 м. Датировки отложений выполнялись, в первую очередь, палеомагнитным методом.

Бохайское море за последние 300 тысяч лет не менее 5, а, возможно, и 7 раз поднималось до отметок, близких к современным, причем в максимальные фазы большинства трансгрессий затоплялись прибрежные низменности на его западном берегу. Оценки возраста морских трансгрессий основываются на палеомагнитных исследованиях колонок (рис. 1). Другие геохронометрические датировки для большинства трансгрессий отсутствуют, что делает оценки возраста крайне гипотетическими. Обе стадии трансгрессии цаньчжоу, сопоставляемой с эемским межледниковьем, например, моложе палеомагнитного эпизода блейк, возраст которого (108–114 тыс. лет) соответствует второй половине эема-сангомона. Вместе с тем тепловодность трансгрессии цанчжоу (температура поверхностных вод на 6 градусов выше современной) косвенно подтверждает ее эемский возраст. Трансгрессия сяньсянь по радиоуглеродным датировкам (28–33 тыс. л.н.) довольно уверенно сопоставляется со средневюрмским потеплением.

Отложения трансгрессий цанчжоу и сяньсянь наиболее широко распространены выше современного уровня моря на берегах зал. Бохайвань, Ляодунского и Западно-Корейского (рис. 2). Они изучены преимущественно в скважинах. Соответствующие береговые линии из-за огромной мощности голоценовых отложений, преимущественно дельтового генезиса, неизвестны, однако можно предполагать, что относительный уровень моря, по крайней мере во время трансгрессии цанчжоу,

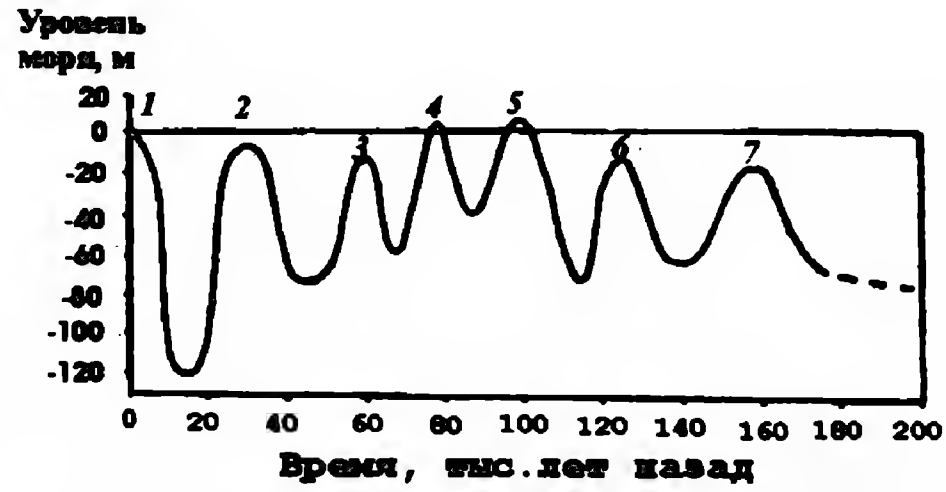


Рис. 1. Колебания уровня Бохайского моря за последние 200 тысяч лет по данным бурения на шельфе. По: Yang, Xie, 1984; Zhao et al., 1985, с дополнениями автора.

Цифрами обозначены трансгрессии: 1 – хуанхуа, 2 – сяньсянь, 3 – бохайская, 4 – цанчжоу II, 5 – цанчжоу I, 6 – баянгдянь, 7 – аянгдянь.

поднимался на несколько метров (не более 5–7 м) выше современного. Относительный уровень моря во время бохайской трансгрессии, судя по всему, не достигал современных отметок. Бурением на севере Желтого моря в створе Шаньдунского п-ова обнаружены древние береговые комплексы на глубинах от 16 до 39 м, датируемые по радиоуглероду от 25 до 42 тыс. л.н. [Liu et al., 1983].

Бурением установлено также, что в северной части дельтовой равнины р. Янцзы в течение по крайней мере 300 тыс. лет накапливались пресноводные озерные и аллювиальные осадки, а морские бассейны не распространялись далеко в пределы современной суши. Предполагается, что южнее современного русла Янцзы в плейстоцене существовало обширное озеро, которое несколько раз осолонялось при подъемах уровня моря до отметок, близких к современным. Современное озеро Тайху и небольшие озера Геху, Чангданху и другие являются реликтами этого озера. Согласно данным Института океанологии АН Китая, обширный морской залив, включавший оз. Тайху и другие озера, в четвертичное время формировался, по крайней мере, дважды: в середине позднего плейстоцена (40–22 тыс. л.н.) и в середине голоцена (8–5 тыс. л.н.) [Хан и др., 1987]. В заключительные фазы трансгрессий он становился огромной лагуной.

Проблема изучения истории развития рельефа этого района осложняется его равнинностью и крайне слабым распространением уступов, сложенных рыхлыми породами. Во время обследования местности одним из авторов в разрезе 15-метровой аккумулятивной террасовидной поверхности на северо-западном берегу оз. Тайху удалось обнаружить лишь один горизонт прибрежно-морских отложений в основании разреза.

[1] Следует иметь в виду, что в китайской литературе водное пространство зал. Бохайвань, Ляодунского и Лайчжоувань объединяется под названием Бохайского моря. – Прим. авт.

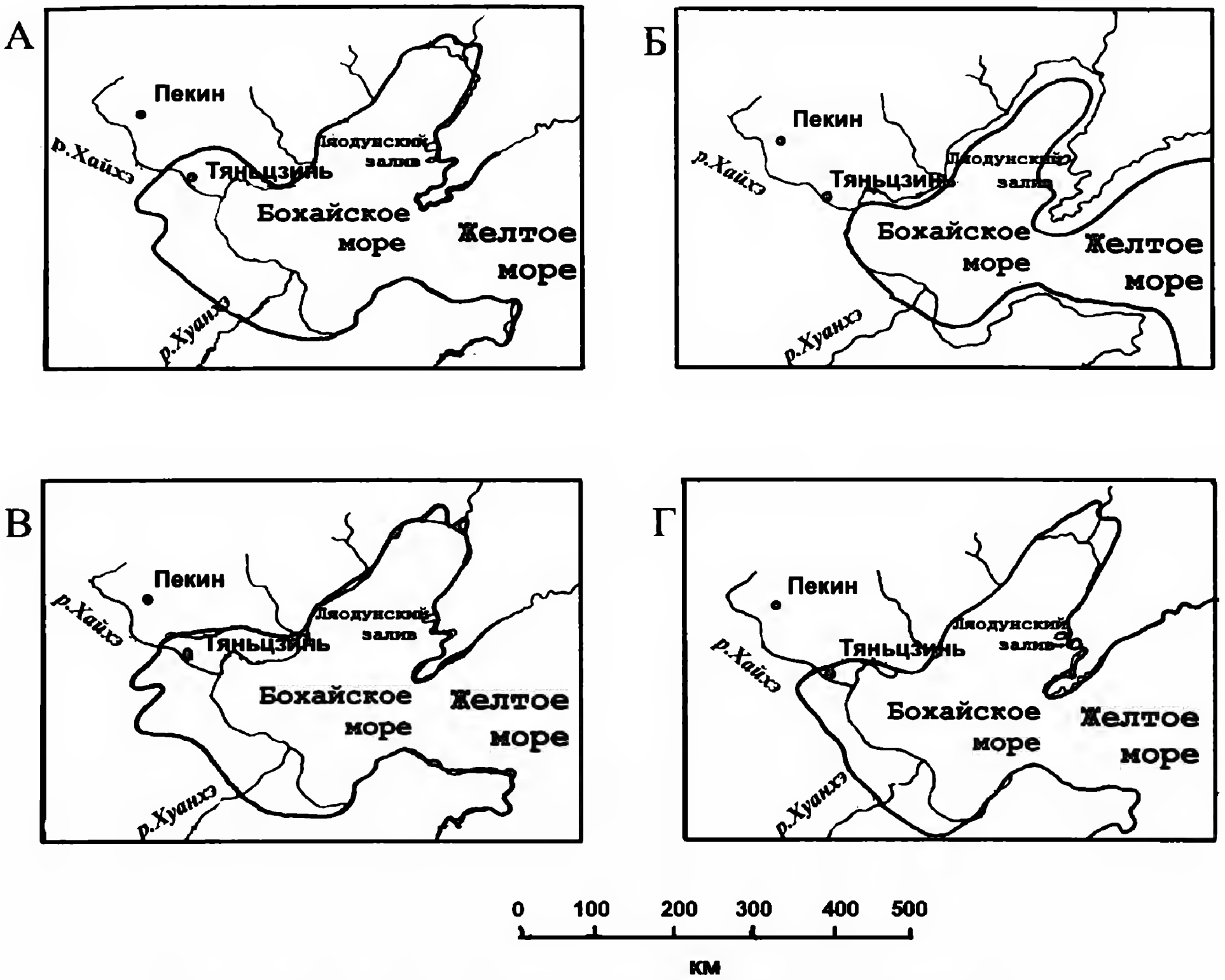


Рис. 2. Картосхемы распространения позднечетвертичных трансгрессий Бохайского моря

А - трансгрессия цанчжоу (114–70 тыс.л.н), Б – бохайская трансгрессия (65–53 тыс.л.н), В – трансгрессия сяньсянь (39–23 тыс.л.н), Г – трансгрессия хуанхуа (около 8 тысл.н.) (Zhao, Chin, 1985).

Они представлены хорошо сортированными среднезернистыми косослоистыми песками с обильными плохо сохранившимися раковинами двустворок. Согласно данным проф. Ванг Фубао и его коллег (Нанкинский университет), раковины датируются радиоуглеродным методом 27 422±786 л.н. Обильная фауна морских фораминифер подтверждает формирование этого слоя в морских условиях при солености, близкой к нормальной [Цао и др., 1989]. Выше залегают тонкозернистые серые пески без макрослоистости, сходные по составу с современными лессами Великой Китайской равнины. Вероятно, они формировались в сухую климатическую фазу позднего плейстоцена, когда уровень моря значительно понижался. Разрез венчают аллювиально-дельтовые суглинки и оторфованные илы, датируемые по радиоуглероду серединой голоцена.

Два горизонта мелководных морских отложений зафиксированы в скважине на северо-западном берегу оз. Тайху у г. Исинь, причем верхний из них датируется радиоуглеродным методом около 25–30 тыс. л.н. [Li et al., 1987b]. В скважинах, пробуренных на дельтовой равнине, которая отделяет рассматриваемые озера от современной береговой ликнии, прибрежно-морские и лагунные осадки, перекрытые позднеледниковыми континентальными отложениями и датируемые 18–27,5 тыс. л.н., залегают на отметках не выше минус 1,5 м [Li et al., 1987a]. Эту трансгрессию предварительно можно сопоставить с трансгрессией сяньсянь Бохайского моря.

В регрессивные фазы позднего плейстоцена Бохайское море полностью высыхало, а относительный уровень Желтого моря, судя по данным бурения на шельфе, опускался до отметок не ме-

нее минус 70 м [Liu et al., 1983], а в конце плейстоцена – еще ниже. На глубинах от 20–30 до 70–75 м в донных колонках обнаружено несколько горизонтов погребенных почв, по структуре и геохимическим особенностям сходных с современными почвами, развивающимися на лессах Китая [Wang et al., 1989]. На основании радиоуглеродных датировок и палеомагнитных сопоставлений они датируются около 70–60, 45–40, 23–20 и 11,7–11,5 тыс. л.н., то есть могут сопоставляться с четырьмя регрессивными эпизодами, известными в Бохайском море. В это время на овах Мяодао в прол. Бохайхайся, отделяющем Бохайское море от основной акватории Желтого моря, на отметках от плюс 70 м до минус 10–20 м формировались лессоподобные покровные толщи эолового генезиса [Cao et al., 1988].

Во внешней части шельфа Желтого и Восточно-Китайского морей между южной оконечностью Корейского п-ова и северным побережьем о. Тайвань на глубинах 100–110, 120–130, 130–140 и 150–160 м располагаются крупные вилообразные формы рельефа, сложенные песчано-ракушечным материалом. Они датируются радиоуглеродным методом от 24 до 15 тыс. л.н. Если они действительно представляют собой прибрежно-морские формы рельефа, то это означает, что в период наибольшего развития покровного оледенения суши в позднем плейстоцене все Желтое море, как и значительная часть Восточно-Китайского, становились огромной аллювиально-дельтовой равниной с очень сухим климатом. Береговая линия в Желтом море смещалась на 600 км к востоку, а дельта р. Янцзы простиралась на 300 км восточнее современной.

По мнению одного из ведущих исследователей четвертичного периода в Китае профессора Янг Хуайрена, столь низкое гипсометрическое положение береговых линий конца позднего плейстоцена обусловлено гидроизостатическим погружением края шельфа со времени ледникового максимума на 40–50 м [Yang, Xie, 1984]. Он обосновывает этот вывод, анализируя продольный профиль коренного ложа р. Янцзы в современном нижнем течении и на шельфе.

Начало поздне-послеледниковой трансгрессии хуанхуа датируется в зал.Бохайвань 10,8 тыс.л.н. [Li et al., 1987 a], а в Желтом море – около 14 тыс. л.н. [Liu et al., 1983]. Ее отдельные стадии фиксируются на шельфе Восточного Китая несколькими сериями древних береговых линий, представленными песчано-ракушечными валами и лагуноподобными понижениями, сложенными оторфованными илами. Выделяется до 5 флуктуации относительного уровня моря до достижения им максимальных отметок в среднем голоцене (рис. 3). Наиболее быстрый подъем уровня моря с отметки -83 до -35 м происходил в Восточно-Китайском море в период с 13 150 до 12 400 л.н. [Yang, Xie, 1984]. Скорость подъема относительного уровня моря достигала при этом 64 мм/год (!). Столь быстрое развитие трансгрессии способствовало захоронению древних береговых комплексов во внешней части шельфа.

Однако уже около 12 000–11 850 л.н. уровень моря понизился до минус 40–60 м. Отдельные позднеледниковые понижения относительного уровня моря на 5–15 м за несколько столетий сопоставляются с дриасовыми похолоданиями.

На границе плейстоцена и голоцена, около 10,1 тыс. л.н., в прол. Бохайхайся, соединяющем «Бохайское море» с Желтым, на глубинах 30–40 м формировалась древняя дельта пра-Хуанхэ [Ren, Zheng, 1980]. Последующие стадии ингрессии моря в зал. Лайчжоувань и Бохайвань фиксируются несколькими комплексами погруженных береговых линий на северном шельфе Шаньдунского п-ова на глубинах 24–27 и 15 м. Они датируются соответственно 9–9,1 и 8,5 тыс. л.н.

В южной части дельты р. Янцзы относительный уровень моря к началу голоцена достиг отметки минус 30 м [Yang, Xie, 1984] или даже минус 20 м [Li et al., 1987b]. Судя по высотным отметкам и возрасту вскрытых скважинами эстуарных отложений в этом районе побережья, от 9 до 5,9 тыс. л.н. уровень моря поднялся с минус 8–10 до 0 м.

История развития крупнейших дельтовых равнин в последние 6–7 тыс. лет, как и в максимальные фазы предшествующих трансгрессий, определялась соотношением сравнительно небольших изменений уровня моря и изменчивости поступления аллювиального материала вследствие миграции устьев рек Хуанхэ и Янцзы. Голоценовая морская трансгрессия в низовьях реки Янцзы, датируемая от 8 до 3 тыс. л.н., не распространялась вглубь современной суши дальше, чем на 40–50 км [Li et al., 1987a]. Устойчивое соединение оз. Тайху с морем, по последним данным, маловероятно. Это подтверждается и широким распространением археологических памятников и местонахождений фауны млекопитающих среднего голоцена в удаленной от моря части равнины, отделяющей озеро от современной береговой линии [Yang, Xie, 1984]. Вместе с тем, эпизодическое поступление небольшого количества соленых вод в озера могло происходить при экстремальных штормовых нагонах. Возможно, следами таких событий являются находки свежих раковин устриц и единичных соло-

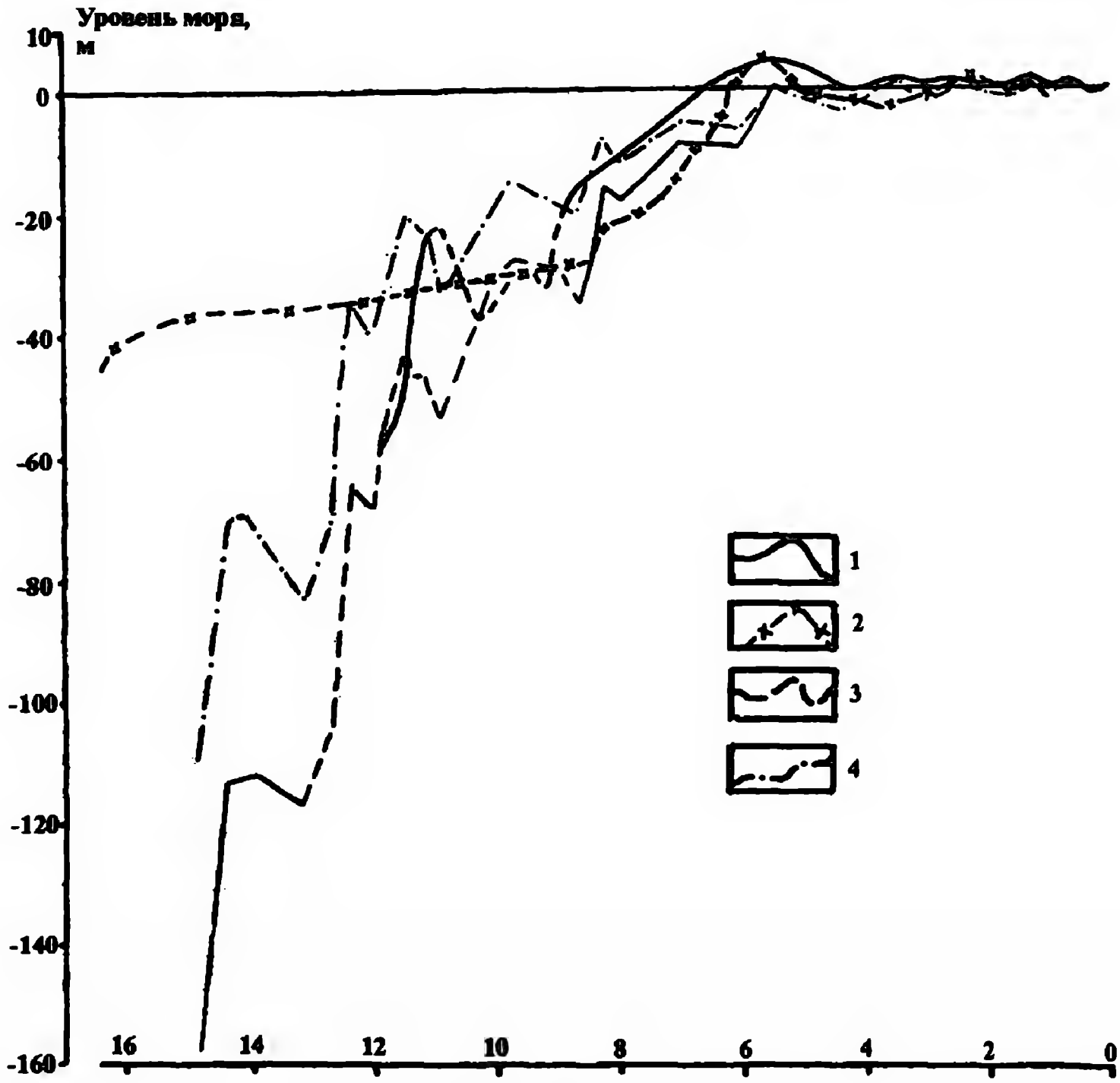


Рис. 3. Изменения уровня моря в различных частях побережья Китая за последние 16 тысяч лет

1 – побережье Шаньдунского п-ова [Geng et al., 1987], 2 – побережье Южно-Китайского моря [Huang et al., 1987], 3 – восточное побережье Китая, по: [Yang, Xie, 1984], с дополнениями автора, 4 – то же с поправкой на гидроизостатическое погружение края шельфа.

новатоводных фораминифер на восточном побережье оз. Тайху в приповерхностных отложениях бесспорно голоценового возраста, которые раньше рассматривали как аргументы в пользу обширной голоценовой трансгрессии [Хан и др., 1987]. Высотные отметки этой равнины местами не превышают 5–6 м, поэтому средний относительный уровень моря в голоцене, видимо, не превышал плюс 2–4 м. Судя по темпам накопления фаций, индицирующих уровень воды в дельте Янцзы, относительный уровень моря около 6–5 тыс. л.н. мог повышаться со скоростью около 8,6 м за тысячелетие [Янг, 1989].

На дельтовой равнине рек Хайхэ и Хуанхэ (западное побережье зал. Бохайвань) море наиболее широко распространилось в голоцене уже около 8 тыс. л.н, а 7,7 тыс. л.н. началось понижение относительного уровня моря, прерванное меньшей, судя по распространению отложений, трансгрессивной фазой 6,3–5,8 тыс. л.н. [Ли и др., 1989].

Важнейшим геоморфологическим феноменом дельтовых равнин Восточного Китая являются ченьеры. Они представляют собой пологие песчано-ракушечные валообразные формы рельефа вдольберегового простирания высотой от 0,5 до 4 м и шириной от 20 до 300 м, расположенные на равнинах, сложенных супесчано-илистым материалом, и являются одними из крупнейших форм такого типа в мире. Наиболее характерны они для западного побережья зал. Бохайвань – современной дельтовой равнины р. Хуанхэ, для побережья зал. Хайчжоувань, где располагается одна из древних

дельт этой реки, и для современной дельтовой равнины р. Янцзы в районе Шанхая. На этих участках побережья Восточного Китая в рельефе довольно отчетливо выделяются 3–5 или даже 8 черьеров, протягивающихся вдоль берега на расстояние до 100 км. В дельте р. Янцзы они довольно уверенно датируются радиоуглеродным методом от 6,8 до 4,3–3,5 тыс. л.н., реже – до 0,7–0,6 тыс. л.н. [Liu, Cao, 1987; Yan et al., 1989; Ли, Ли, 1987]. В целом радиоуглеродный возраст черьеров уменьшается по мере приближения к современной береговой линии. Это дало основание многим исследователям считать их разновозрастными и связывать с отдельными трансгрессивными фазами уровня моря в среднем-позднем голоцене. В районе Шанхая последовательные серии черьеров чаще всего датируются около 6; 5,4; 3,9; 3,2; 2,0; 1,2 и 0,8 тыс. л.н. [Liu, Walker, 1989], а на побережье зал. Бохайвань – около 5,2–4,0; 3,9–2,7; 2,5–1,1 и 0,8–0,5 тыс. л.н. или в среднем 4,5; 3,3; 1,8 и 0,7 тыс. л.н. [Zhao, 1989].

Детальное изучение вещественного состава отложений, слагающих черьеры Восточного Китая, началось лишь в последнее десятилетие [Liu, Walker, 1989; Zhao, 1989]. Обычно они представлены мелко- и тонкозернистыми кварцевыми песками со значительной (иногда более 50 процентов) примесью ракушечного материала различной степени сохранности. Судя по нашим наблюдениям черьеров к югу от Шанхая, текстурные и структурные особенности свидетельствуют о формировании их при невысоком уровне воздействия. Чаще всего черьеры заметно вогнуты со стороны моря и не образуют линейных валообразных форм длиннее 1–1,5 км. Обломки раковин моллюсков принадлежат представителям родов Cylina, Mactra, Meretrix, Ostrea и др., характерным для современных приливных осушек. Это вполне естественно, учитывая, что черьеры располагаются в пределах древних приливных дельтовых равнин в условиях избытка обломочного материала.

Возможность использования черьеров в качестве индикаторов существенных изменений относительного уровня моря в среднем-позднем голоцене в последние годы подвергаетсяся сомнению многими исследователями (см. подробнее: [Селиванов, 1992]). Среднеголоценовые черьеры чаще всего располагаются у современного среднего уровня полной воды, а расширение базы радиоуглеродных датировок заставляет усомниться в разновозрастности отдельных черьеров на конкретном участке побережья. В некоторых случаях, как например на северном побережье зал. Бохайвань ракушечные черьеры могли формироваться у уровня малой воды или еще ниже.а впоследствии надстраиваться вверх [Li et al., 1987]. Скорее всего, формирование отдельного черьера определяется прежде всего изменением объема поступления аллювиального материала вследствие миграций устьев . крупнейших рек, в данном случае Хуанхэ и Янцзы, хотя хорошо развитый черьер-плейн несомненно свидетельствует о сравнительно длительном стоянии уровня моря на той или иной высоте [Селиванов, 1992].

Богатейшим источником информации о перемещении береговой линии и миграции равнинных рек являются в Китае различные исторические документы. Они, в частности, свидетельствуют о значительных перемещениях русла р. Хуанхэ в нижнем течении по Великой Китайской равнине в последние 3 тысячелетия (рис. 4). Сопоставление возраста различных дельт р. Хуанхэ с радиоуглеродным возрастом отдельных генераций черьеров свидетельствует, что формирование последних происходило после накопления значительных масс аллювиального материала и перемещения русла в другую часть дельтовой равнины. При этом воздействие волновых факторов на побережье в покинутом рекой участке усиливалось.

Так, за периодом стока р. Хуанхэ в зал. Хайчжоувань Желтого моря в XV – середине XIX вв. последовало развитие современных черьеров этого участка побережья, датируемых не более 100 л.н. На западном побережье зал. Бохайвань после завершения формирования так называемой тяньцзиньской дельты р. Хуанхэ в 11 в. н.э. (рис. 4Б) произошла ингрессия моря в пределы современной суши, вызванная, в первую очередь, прекращением поступления аллювиального материала, а не подъемом относительного уровня моря [Han, Meng, 1987]. К югу от тяньцзинъской дельты вскоре началось развитие второй генерации черьеров этого района (в среднем 1,8 тыс. л.н), а за периодом формирования еще одной древней дельты (рис. 4В) в конце XI в. последовало развитие наиболее молодых черьеров (около 0,7 тыс. л.н).

В эти периоды наращивание дельты сменялось переработкой ее морского края волноприливным полем и частичным размывом, следы которого довольно хорошо выражены у подножия многих черьеров. В низовьях р. Янцзы развитие черьеров связывается с перераспределением стока между северным и южным рукавами дельты реки [Liu, Walker, 1989]. Однако влияние изменений относительного уровня моря в среднем-позднем голоцене на формирование отдельных

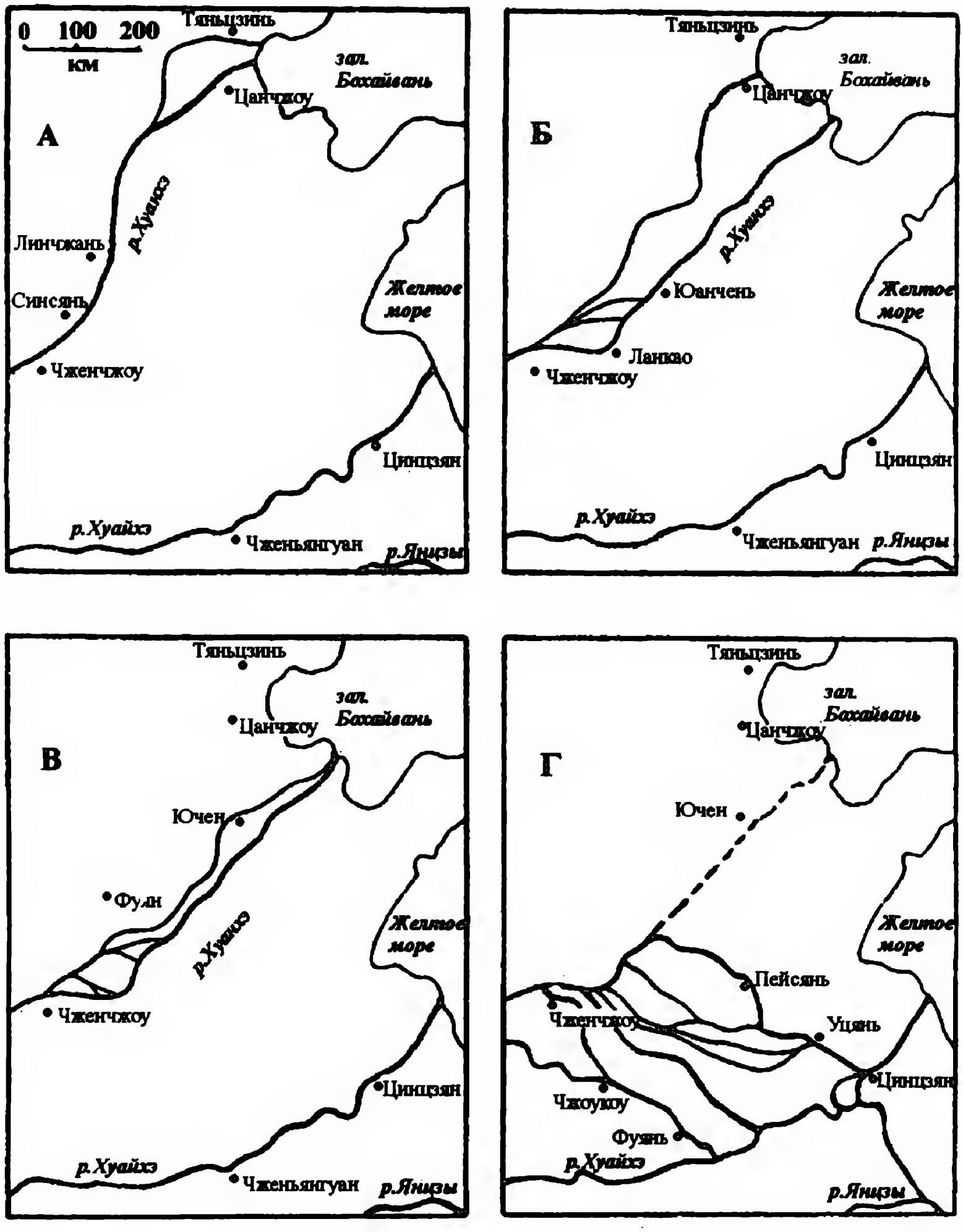


Рис. 4. Картосхема расположения рукавов нижнего течения рек Хуанхэ и Хуайхэ на Великой Китайской равнине. По: [Wang, He, 1989], с дополнениями автора

А – 3400–602 гг. до н.э.; Б – 601 г. до н.э.–II век н.э.; В – 12–1127 гг. н.э.; Г – 1128–1854 гг. н.э.

ченьеров в условиях очень малых уклонов в береговой зоне также нельзя полностью отрицать.

В любом случае, изучение прибрежных равнин с ченьерами (ченьер-плейн) позволяет прийти к выводу, что относительный уровень моря, близкий к современному, а, вероятно, и несколько превышавший его, был достигнут в Восточном Китае не позднее 6,5–7,0 тыс. л.н., а затем испытывал лишь небольшие колебания. После замедления подъема уровня моря происходило очень быстрое наращивание суши в пределах дельтовых равнин вследствие избыточного поступления обломочного материала. Наступание суши в районе зал. Хайчжоувань, где поступле-

ние аллювиального материала было не столь значительным (на 120–150 км с середины голоцена) может служить свидетельством довольно существенного превышения современного относительного уровня моря в середине голоцена на этом участке побережья.

На Ляодунском и Шаньдунском п-овах, а также в зал. Ханчжоувань и к югу от него на побережье выше современного уровня моря довольно широко распространены как разнообразные абразионные, так и аккумулятивные береговые формы рельефа послеледникового возраста. К последним относятся располагающиеся в вершинах бухт серии береговых валов высотой до 6–8 м над уровнем моря, которые отчленяют очень небольшие линейно вытянутые лагунообразные понижения, заполненные илами и торфяниками; древние песчано-илистые приливные осушки, реже – причлененные террасы, а также специфические образования эстуарных областей умеренного пояса – «остракодовые рифы», развивающиеся обычно у уровня малой воды [Han, Meng, 1987]. На абразионно-аккумулятивных бухтовых берегах Шаньдунского п-ова довольно многочисленны также древние аккумулятивные формы типа томболо. Различные песчано-гравийные аккумулятивные формы восточного побережья Шаньдунского п-ова в районе г. Циндао обследованы авторами данной статьи и могут рассматриваться как типичные пересыпи и переймы.

Имеется несколько десятков радиоуглеродных датировок причлененных береговых форм, древних приливных осушек, «остракодовых рифов» Шаньдунского п-ова. До этим данным наиболее высокий уровень моря, достигавший отметок +4+5 м, а местами – до +8+10 м, наблюдался от 6 до 5 тыс. л.н., а впоследствии происходили его затухающие колебания размахом от 5–6 до 1–2 м (рис. 3). При этом трансгрессивные фазы датируются 3,8–3,2; 2,8–2,3; 1,6–1,2 и 0,8–0,7 тыс. л.н. Судя по высотным отметкам и возрасту «остракодовых рифов», в частности в зал. Цзяочжоувань у г. Циндао на восточном побережье Шаньдунского полуострова, современный уровень моря в ходе послеледниковой трансгрессии мог быть превышен уже 8,2–8 тыс. л.н. [Han, Meng, 1987].

Около 6,2 тыс. л.н. формировались наиболее высокие голоценовые аккумулятивные береговые формы на побережье Западно-Корейского залива (северная часть Желтого моря). В последние 4,7 тыс. лет здесь происходило постепенное понижение относительного уровня моря с замедлением этого процесса 4,5–4; около 3; 2–1,5 тыс. л.н. и в последнем тысячелетии, что фиксируется береговыми формами меньших размеров и степени выраженности [Фу и др., 1989]. Максимальный уровень моря в голоцене составлял здесь +5+6 м.

Таким образом, на большинстве побережий Желтого и Восточно-Китайского морей наибольший относительный уровень моря в середине голоцена превышал современный на несколько метров, хотя конкретные оценки превышения современного уровня моря для отдельных участков побережья Китая кажутся авторам завышенными. По совокупности данных, наибольший уровень моря у восточного побережья Китая отмечался около 7–6,5 тыс. лет назад и достигал примерно +3+4 м.

Характерно, что на большей части побережий относительный уровень моря в максимальную фазу послеледниковой трансгрессии был выше, чем во время любой из плейстоценовых трансгрессий. Лишь на западном побережье зал. Бохайвань, то есть на дельтовой равнине р. Хуанхэ и Хайхэ, и в южной части дельтовой равнины р. Янцзы отложения послеледниковой трансгрессии в пределах современной суши распространены на меньшей площади, чем отложения позднечетвертичных трансгрессий цанчжоу и сяньсянь. При этом наибольшим распространением здесь пользуются отложения трансгрессии сяньсянь или бохайской, для которых на других участках побережья нет свидетельств превышения современного уровня моря. Самым простым объяснением этого факта кажется возможная неравномерность тектонических движений в этих районах, а именно ускорение их погружения в середине позднего плейстоцена. Характерно, что уже в соседнем с зал. Бохайвань Ляодунском заливе распространение трансгрессий сяньсянь и бохайской было очень невелико по сравнению с голоценовой трансгрессией хуанхуа. Обращает на себя внимание тот факт, что районы широкого распространения трансгрессий сяньсянь и, возможно, бохайской приурочены к дельтовым равнинам крупнейших рек. Это позволяет предположить возможную роль кратковременности этих трансгрессий, а значит невозможности накопления столь же значительных объемов аллювиально-дельтового материала, как во время трансгрессий цанчжоу и хуанху. Нельзя исключать также возможную роль деформаций геоида или тектоноэвстатических движений.

Имеется множество свидетельств повышения относительного уровня моря на равнинах Восточного Китая около 2 тысяч лет назад. В эпоху династий Западная и Восточная Хань (206 г. до

н.э.–220 г.н.э.) были покинуты жителями многие древние города на побережьях зал. Бохайвань и Лайчжоуванъ, на равнине Тайху и побережье зал. Ханчжоувань. Культурные слои предшествующего периода Сражающихся царств часто перекрыты на побережьях темными илами приливных осушек со значительным количеством раковин двустворок [Wang, 1991]. На юго-востоке Китая наибольшее количество голоценовых барьерных береговых форм и прочих индикаторов повышения уровня моря наряду со средним голоценом (около 6 тыс. л.н.) датируется 2,5–2 тыс. л.н. Столь широкий пространственный масштаб этого события делает маловероятным его связь с какими-либо местными факторами (например, миграцией устьев крупнейших рек). По нашим данным, повышение относительного уровня моря около 2,5–2 тыс. л.н. фиксируется археологическими и геолого-геоморфологическими источниками также на побережье Российского Дальнего Востока и в некоторых других районах Мирового океана [Селиванов, 1996].

Подводя итоги, можно сказать, что новейшая история развития рельефа восточного побережья Китая изучена к настоящему времени довольно неравномерно. Во многих случаях генезис и возраст тех или иных отложений и форм рельефа являются предметом острых дискуссий. До позднеплейстоценовые формы прибрежно-морского рельефа практически неизвестны, а соответствующие им отложения достоверно известны лишь в скважинах. Их стратиграфинеское расчленение основывается исключительно на изучении донных колонок. Несколько позднеплейстоценовых трансгрессий довольно детально картировано на дельтовых равнинах Хуанхэ и Янцзы, а также в некоторых других районах. Однако их абсолютный возраст надежно не установлен. Вероятно, относительный уровень моря немного превышал современный лишь во время двухфазной трансгрессии цанчжоу, сопоставляемой с эемским (сангамонским) межледниковьем. Поднятые на высоту более 10–15 м четвертичные террасы либо не являются собственно прибрежно-морскими формами рельефа, либо существенно деформированы тектоническими движениями.

В максимальную фазу позднеплейстоценовой регрессии шельфы Восточного Китая осушались до современных глубин 100–110, а, возможно, и 150–160 м. На осыхавшем пространстве шельфа в Восточном и, частично, в Южном Китае развивались обширные дельтовые равнины. Позднепослеледниковая трансгрессия фиксируется сериями погруженных и поднятых береговых линий, для которых имеется ряд радиоуглеродных датировок. Распространение моря в пределах современной суши в максимальную фазу голоценовой трансгрессии было не столь велико, как предполагалось ранее. Наиболее высокий уровень моря был, возможно, несколько выше, чем в других частях Мирового океана и достигал плюс 4–6 м. Это событие на равнинах Восточного Китая происходило не позднее 7–6,5 тыс. л.н. По историческим данным установлено также, что около 2 тыс. л.н. на всем побережье Китая происходила малоамплитудная трансгрессия. Развитие крупнейших дельтовых равнин в среднем-позднем голоцене определялось соотношением сравнительно небольших изменений уровня моря и изменчивости поступления аллювиального материала вследствие миграции устьев Хуанхэ, Янцзы и других крупных рек.

Автор искренне признателен китайским коллегам проф. Янг Хуайрену и проф. Ванг Фубао (Нанкинский университет), проф. Чжао Ситао (Институт геологии АН КНР, г. Пекин), проф. Чин Юншаню и д-ру Чжао Сонлиню (Институт океанологии АН КНР, г. Циндао), д-ру Ли Цзунсяню (Университет Тундзи, г. Шанхай) и многим другим за помощь в сборе полевых, фондовых и литературных материалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант 01-05-64181) и программы «Университеты России – Фундаментальные исследования» (проект 015.08.02.027).

Литература

Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии: Стратиграфия и корреляция. М.: Наука, 1978. 207с.

Лебедев В.Г. Основные проблемы геоморфологии Восточного Китая. Саратов: Изд-во Саратовск. ун-та, 1968. 338 с.

Селиванов А.О. Морфология и генезис черьеров восточного побережья Китая. //Геоморфология. 1992. №4. С. 102–109.

Селиванов А.О. Изменения уровня Мирового океана в плейстоцене-голоцене и развитие морских берегов. М.: ИВП РАН, Шварц, 1996. 268 с.

Cao Jiaxin, Li Peying, Shi Ning. Study of the loess of Miaodao Islands in Shandong Province //Scientia Sinica. 1988. Ser. B. V. 31. № l. P. 120–128.

Geng Xiushan, Wang Yongji, Fu Mingzuo. Holocene sea-level oscillations around Shandong Peninsula //Late

Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 81–96.

Guo Yongsheng, Han Yousong, Yang Guangfu, Zhang Minghan. Discussion on the Pleistocene high sea level about the Shandong Peninsula //Acta Oceanol. Sinica. 1984. V. 3. № 2. P. 61–69.

Han Yousong, Meng Guanglan. On the sea-level changes along the eastern coast of China during the past 12,000 years. //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 119–136.

Huang Zhenguo, Li Pingri, Zhang Yongqiang, Zong Yongqiang. Sea-level changes along the coastal area of South China since Late Pleistocene //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 142–154.

Li Congxian, Min Qiubao, Sun Heping. Holocene stratigraphy and transgression in the south flank of Changjiang delta//Kexue tongbao. 1987a. V. 32. № 17. P. 1193–1199.

Li Congxian, Chen Gang, Xu Guoqiang. Sea level changes in coastal zones of China since Late Pleistocene. //Late Quaternary SeaLevel Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987b. P. 97–108.

Lin D.K. Progress of sea level variation research in China during Late Quaternary. //Abstr. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Holocene. Tokyo, 1983. P. 69–77.

Liu Cangzi, Cao Min. The chenier plaine of China. // Int. Geomorphol., 1986: Proc. 1st Int. Conf. Geomorphol. Manchester, Sept. 1985. Pt. I. Chichester e.a., 1987. P. 1269–1279.

Liu Cangzi, Walker H.J. Sedimentary characteristics of cheniers and the formation of the chenier plains cf East China. // J. Coast. Res. 1989. V. 5. № 2. P. 353–368.

Liu Minhou, Wu Shiying, Wang Yongji, GaoJianxi. Late Quaternary sea-level changes in Huanghai Sea. //Abstr. Int. Symp. on Coastal Evolution in the Holocene. Tokyo, 1983. P. 78–85.

Ren Meie, Zheng Changkai. Late Quaternary continental shelf of East China. //Acta Oceanol. Sinica. 1980. V. 2., № 2. P. 94– 111.

Wang Jian. A minor marine transgression at 2 500–2 000 years B.P. in some coast area of China //Proc. 5th Marine and Intracoastal Environment Symp. for Asia and the Pacific. Nanjing, 1988. Beijing: China Science Press, 1991. P. 94–102.

Wang Qiang, Li Fengliu, Li Yude, Gao Xiulin. Shoreline changes in west-southern coast plain of the Bohai Sea since 150 Ka //Late Quaternary Sea-Level Changes. Beijing: China Ocean Press, 1987. P. 62–71.

Wang Ying, He Xiankun. Cheniers on the east coastal plain of China //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 327–335.

Wang Yongji, Liu Minhou, Wu Shiying, Fu Mingzuo. The paleosoil layers in the Late Quaternary sediment of the Huanghai Sea shelf //Collected Oceanic Works. Qingdao: Inst. Oceanol. Acad. Sinica, 1989. V. 2. P. 68–80.

Yan Qinshang, Xu Shiyuan, Shao Xusheng. Holocene cheniers in the Yangtze delta, China //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 337–343.

Yang Huairen, Xie Zhiren. Sea-level changes in East China over the past 2,000,000 years //Evolution of the East Asian Environment / Ed. R.O.Whyte. V. I. Hong Kong: Univ. Press, 1984. P. 288–308.

Zhao Song-ling, Chin Yun-shan. Transgressions and sea-level changes in the Eastern coastal region of China in the last 300,000 years. //Quaternary Geology and Environment of China Beijing, Berlin, Heidelberg e.a.: Springer, 1985. P. 200–209.

Zhao Songling, Zhang Hongcai, Gang Shixi. Preliminary study of Quaternary magnetostratigraphy in the coastal region of Jiangsu //Chinese J. Oceanol. and Limnol. 1988. V. 6. № I. P. 71–80.

Zhao Xitao. Cheniers in China: An overview //Mar. Geol. 1989. V. 90. № 4. P. 311–320.

Ли Шаочуан, Ли Гуангсюе. Береговые валы в дельте реки Хуанхэ //Хайян дичжи юй дисыдзи дичжи. 1987. Т. 7, дополнительный. С. 103–111 (на кит.яз.)

Ли Юангфанг, Ню Сиуцзюн, Ли Чингчун. Природная среда и стратиграфия отложений голоцена устьевой области реки Хайхэ //Дили сюэбао. 1989. Т. 44. № 3. С. 363–375 (на кит.яз.).

Фу Венься, Ли Гуангтянь, Вей Ченгкай, Цзя Симзюн. Позднечетвертичные перемещения береговой линии на восточном побережье Ляодунского полуострова. //Хайян юй хучжао. 1989. Т. 20. № 3. С. 252–262 (на кит.яз.).

Хан Юсонг, Менг Гуанлян, Ванг Шаочинь. Развитие природной среды равнины Тайху в четвертичное время. //Хайян дичжи юй дисыцзи дичжи. 1987. Т. 7. № 1. С. 92–104 (на кит.яз.).

Цао Чионгьинь, Ванг Фубао, Хан Хуйю. Стратиграфия отложений и изменения природной среды в южной части провинции Цзянсу и в холмистом районе Нинчжень в последние 30 000 лет. //Дисыцзи сюэбао. 1989. Т. 8. № 1. С. 122–132 (на кит.яз.).

Янг Даюань. Изменения уровня воды в среднем и нижнем течении реки Янцзы с конца позднего плейстоцена //Дисыцзи сюэбао. 1989. Т. 8. № 1. С. 114–121 (на кит.яз.).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА В ПОГРЕБЕННОЙ БАЛОЧНОЙ СИСТЕМЕ СРЕДНЕ-РУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

С.А. Сычева, В.С. Гунова

В лессах Русской равнины широко распространен мезинский лессово-почвенный комплекс В истории его развития выделены две фазы активного почвообразования: межледниковая микулинская – салынская и интерстадиальная ранневалдайская – крутицкая, а также разделяющий их криолитогенный этап (севский лесс) [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981]. Профили почв салынской – лесной фазы, с горизонтами A2-Bt-C или Bt-C, и крутицкой – дерновой или черноземной фазы, с горизонтами A1-B или A1-AB-Bca, наложены или совмещены друг с другом, образуя сложный профиль, мощностью до 2,0–2,5 м. В его строении в разрезах Окско-Донской равнины также была выделена заключительная фаза, представленная горизонтом A1', показывающая постепенность перехода почвы в породу (в валдайский лесс) и отражающая трансформацию активного – эпигенетического почвообразования в пассивное – сингенетическое [Добродеев, 1975; Сычева, 1985]. Мезинский комплекс изучен на западе Среднерусской возвышенности в разрезах Лихвин и Железногорск [Гугалинская, 1982; Сычева, 1993].

По данным палинологических и других палеогеографических исследований микулинское межледниковье и ранневалдайский этап оледенения являются сложно организованными временными структурами [Гричук, 1989; Гуртовая, 1987]. Микулинское межледниковье включает два-три климатических оптимума и одно-два похолодания, а ранневалдайский этап оледенения трижды прерывался интерстадиалами [Болиховская, 1987; Болиховская, 1995; Былинский, 1974; Спиридонова, 1991]. Причина столь явных расхождений результатов двух методов скрывается в неоднозначности объектов палеопедологических и палеоботанических исследований. Для реконструкции древних почвенных покровов ископаемые почвы изучались на более автономных позициях, чем палинологические объекты, образованные в аккумулятивных ландшафтах: погребенные торфяники, озерные, речные, делювиальные отложения. Цель данной статьи сопоставить данные палеопедологического и палинологического методов изучения микулинско-валдайских почв и отложений в одном разрезе, заложенном через днище микулинской погребенной балки.

Ископаемые почвы зональных типов, как правило, сохраняются на древних пологих склонах, на водоразделах они были уничтожены в последующие оледенения [Ильин, 1978; Скоморохов, 1982; Сычева, 1996, 1997]. Одновозрастная поверхность длинного полого склона включает участки со стабильной поверхностью, участки с преобладанием аккумуляции и участки, преимущественно подверженные разрушению [Агафонов, 1982]. В силу этого за длительную историю активного микулинско-ранневалдайского почвообразования в автономных почвах мезинского ЛПК отразились далеко не все эволюционные стадии, а лишь наиболее энергетически емкие (оптимальные) или заключительные, в тех случаях, когда в процессе захоронения почвы не подвергались криогенным, гравитационным и иным нарушениям. Остальные стадии трудно расшифровать, так как они наложились на уже сформированный сходный профиль, а некоторые и вовсе не зафиксировались в профилях зональных почв, были частично или полностью уничтожены в средне- или поздневалдайское время, при перестройке рельефа.

Наиболее полно сохраняются следы эволюционных изменений в почвах и отложениях аккумулятивных ландшафтов (в зонах промежуточной аккумуляции): в днищах ложбин, лощин, балок, на затененных склонах, подножиях склонов, конусов выноса крупных эрозионных систем, пойм рек. Почвы этих ландшафтов менее ярко отражают зональные черты, но подробно фиксируют стадии развития. Это обусловлено дополнительным дискретным поступлением осадочной породы за счет аллювиальных, склоновых или других рельефообразующих процессов. Каждый

достаточно длительный период стабилизации морфолитогенных процессов на этих поверхностях сопровождался развитием почв, профили которых формировались на новой породе. Кроме эрозионных и литогенных признаков в расшифровке развернутой картины эволюции сложного педокомплекса имеют значения следы криогенных и других нарушений, связанных с резкими колебаниями гидротермических градиентов [Величко, Морозова, 1985; Гугалинская, 1982; Сычева, 1993, 1994]. В силу особых фациальных условий – в трансаккумулятивных ландшафтах, они также сохраняются наиболее полно. Таким образом, в днищах малых эрозионных форм и в других зонах повышенной аккумуляции можно наблюдать развернутую картину эволюционных стадий, не запечатленную в почвенно-лессовых разрезах автономных позиций.

Идеальными объектами для анализа истории развития мезинского и других плейстоценовых лессово-почвенных комплексов являются мало исследованные, но широко распространенные погребенные балки и другие малые формы эрозионного палеорельефа [Сычева, 1994, 1996]. Они наиболее ярко представлены в карьерах открытых горных выработок, где благодаря большой протяженности обнаженных стенок можно наблюдать не только поперечные срезы различных палеоформ, но и разновозрастные ярусы водораздельно-склоновых поверхностей. Постепенное отступание стенок карьера по мере продвижения забоя позволяет получить серию поперечных профилей и реконструировать участки продольного строения палеоформ, а также фрагменты разновозрастных поверхностей. Этим методом нами были изучены погребенные балочные системы в Михайловском, Лебединском, Стойленском, Александровском карьерах, расположенных на Среднерусской возвышенности [Сычева, 1993, 1994, 1996, 1997].

В данной статье мы рассмотрим изменение спорово-пыльцевых спектров и почв мезинского комплекса, вскрытого в погребенной микулинской балке в Александровском карьере (рис. 1). В этом разрезе представлен уникальный для опорных плейстоценовых разрезов Русской равнины, но распространенный вариант строения лессово-почвенного покрова Среднерусской возвышенности, когда сложная микулинская почва не совмещена с почвами валдайских интерстадиалов, а отделена от них делювиально-солифлюкционными суглинками. Каждая из почв ранневалдайских интерстадиалов сформирована на новой породе, а не в профиле почв предыдущих стадий.

Объект исследования

Александровский карьер, расположен в пределах верхней части длинного полого склона северной экспозиции с абсолютными отметками 230–240 м над уровнем моря, постепенно переходящего в долинный склон левого берега реки Сейм. В стенке карьера вскрыта микулинская погребенная балочная система, изученная нами в четырех поперечных срезах, имеющих разное строение (1987–1990 годы наблюдений). Микулинская балка и ее отвершки запечатлена в разрезе благодаря развитию в днище и на склонах межледниковой микулинской почвы и чашеобразного заполнения, представленного ранневалдайскими слоистыми полигенетическими лессовидными супесями, суглинками и интерстадиальными почвами (рис.1). Балка заложена в толще палевых днепровских лессов (московская стадия), полностью перекрывается брянской ископаемой почвой. Дневная поверхность балки, как первичной формы рельефа, четко фиксируется горизонтом А1 микулинской почвы. Этот резкий контакт по морфологии, гранулометрическому и валовому составу подчеркивается диагенетическим скоплением легкорастворимых солей, образующих корку на поверхности почвы (рис. 2). Поверхности вторичных палеоформ распознаются по гор. А1 интерстадиальных почв, которые в разрезе днища балки также отделены друг от друга делювиально-солифлюкционно-эоловыми суглинками.

Палеопедологические исследования

Микулинская почва, развитая по днищу, склонам балки и по ее отвершкам образует различные палеокатены по разным поперечным срезам. В палеокатенах наиболее полно сохраняются аккумулятивные секторы, отчасти транзитно-аккумулятивные. Элювиальные секторы уничтожены последующей денудацией. *Микулинская катена по срезу 1987 г.* характеризуется следующим сочетанием почв (рис.1, А).

Почва на склоне юго-восточной экспозиции имеет резко дифференцированный профиль А1-А2-Bt, позволяющий отнести ее к лесным почвам (дерново-подзолистым). Иное строение почвенного профиля микулинской почвы аккумулятивного сектора палеокатены: A1g-A2A1-A2Bt-Bt. Гумусово-аккумулятивный горизонт большей мощности – 12–15 см, более гумусированный, неоднородный за счет Fe-Mn-новообразований, включений угля, красного обожженного суглинка. Появляются переходные горизонты: А2А1 и А2Bt. Иллювиально-глинистый горизонт дифференцирован на подгоризонты по изменению беле-

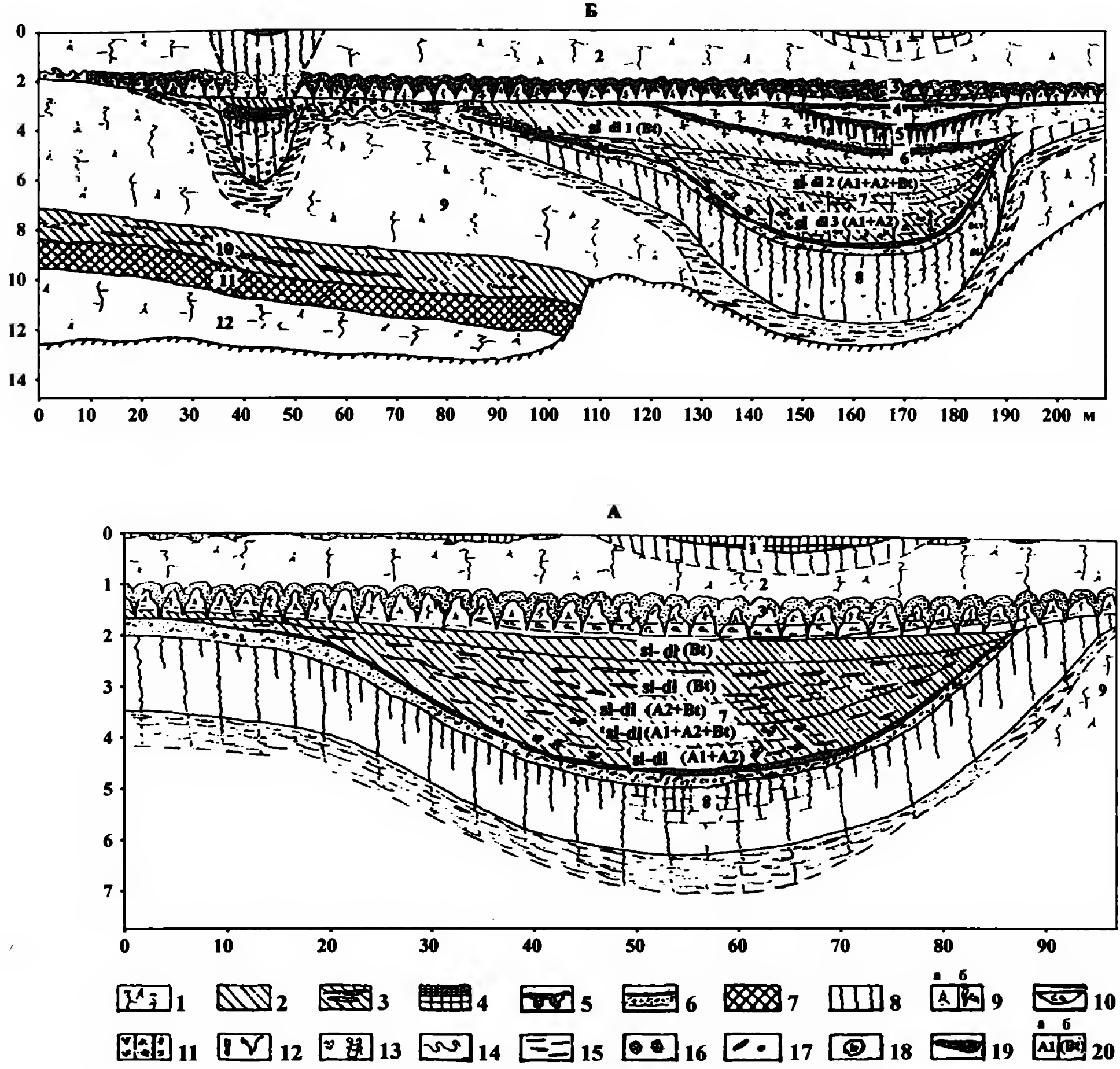


Рис. 1. Строение поперечных профилей микулинской балки в разрезе Александровский карьер

А – срез 1987 г., Б – срез 1988 г. Арабскими цифрами на рисунках 1, 2, 3 обозначены номера стратиграфических слоев: 1 – голоценовая почва (выщелоченный и типичный черноземы); 2 – поздневалдайский лесс; интерстадиальные ископаемые почвы: 3 – брянская на средневалдайском лессе, 4 – александровская, 5 – стрелецкая, 6 – кукуевская; 7 – ранневалдайский делюво-солифлюкций; 8 – микулинская межледниковая почва; 9 – днепровский (московский) лесс; 10 – роменский делювий; 11 – роменская почва. Условные обозначения к рисункам 1, 2, 3: 1 – лесс; делювий (в скобках – индекс горизонта за счет переотложения материала которого он образован): 2 – однородный, 3 – слоистый; гумусовые горизонты почв: 4 – современной, 5 – брянской, 6 – ранневалдайских и микулинской, 7 – роменской; 8 – иллювиально-глинистые горизонты; почвенные новообразования: 9 а – карбонатные дутики по порам, 9 б – плотными карбонатные конкреции, 10 – линза карбонатных новообразований, 11 а – признаки оглеения, 11 б – белесая присыпка, 11 в – Mn-Fe – новообразования; криогенные деформации: 12 – элементарные трещины и клиновидные структуры, 13 – криотурбации, 14 – солифлюкционные складки, 15 – постшлировая текстура; 16 – гипсовые конкреции или их следы; 17 – древние землероины; 18 – пятна обоженного суглинка; 19 – сажистые и оторфованные прослои и линзы; 20 – индексы почвенных горизонтов: а – in situ, б – переотложенные.

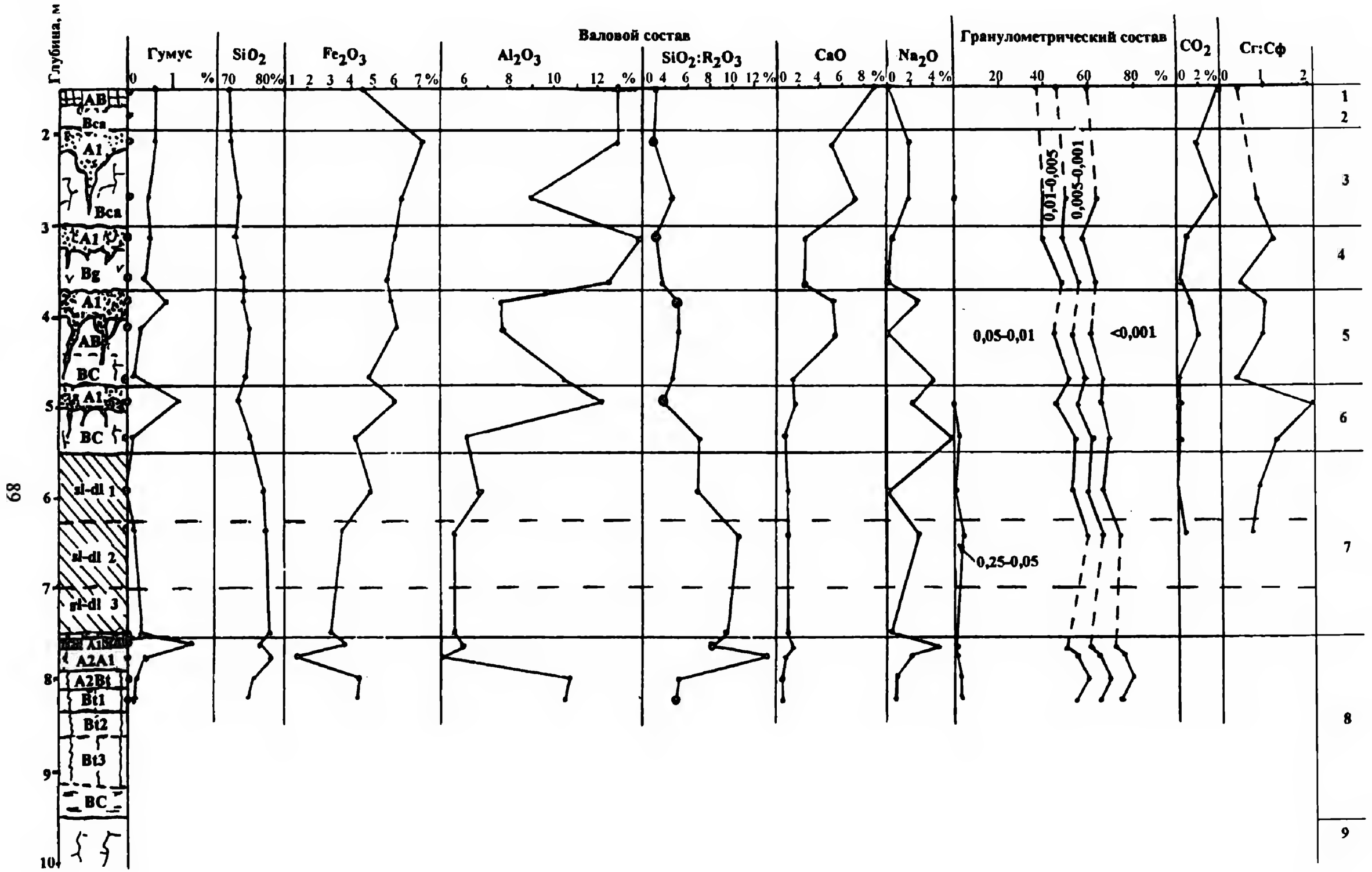


Рис. 2. Основные физико-химические свойства почв и отложений в разрезе Александровский карьер (срез 1988 г.). Усл. обозн. см. рис. 1.

сой присыпки, глинистых натеков, структуре. Весь профиль и особенно верхние горизонты микулинской почвы днища балки слегка оглеены. Она определена нами как светло-серая лесная оглеенная.

Катена по поперечному профилю балки 1988 г. имеет сходное, но более полное строение (рис.1, Б). На склонах балки развиты резко дифференцированные дерново-подзолистые и светло-серые лесные почвы, в днище – серые лесные поверхностно-глеевые оторфованные, со следами сильного пожара. В верхней части прибалочного склона на контакте гор. А1 микулинской почвы и перекрывающих слоистых суглинков отмечаются следы мерзлотных нарушений в виде складок, петель, отражающие древний солифлюкционный склон, существовавший после микулинского межледниковья. Палинологическое исследование проводилось для почв и отложений разреза 88-7, заложенного в тальвеге балки.

Иное, более сложное строение имеют почвы микулинского межледниковья расширенного днища в *поперечном профиле верховья балки 1990 г.* (рис. 3). На уровне гор. А2 здесь наблюдается серия мерзлотных мелко полигональных структур. Они имеют вид небольших четко выраженных клиньев с высотой расширенной части 35–40 см и шириной 40–50 см, заканчивающихся узкой трещиной, разбивающей нижележащие горизонты почвы на глубину 30–40 см. Клинья чередуются с интервалом 0,8–1,3 м и заполнены белесовато-палевым тонкослоистым легким суглинком с волосяной текстурой – гор. А2р. Мерзлотные клинья дифференцируют почвенный покров, образуя различные педоны, связанные с ними, и с межструктурными пространствами, где с профиль типа – Ao-A1A2g-A2g-A2Bt-Bt-BC. Заполнение мерзлотных клиньев более неоднородно и включает горизонты – Ao-A1g-A2g-A2A1-A2p-Bt-BC. Погребенный элювиально-гумусовый горизонт (А2А1), залегает исключительно над расширенной частью структур, то есть сохраняется в заполнении мерзлотных котлов. Горизонт А2р – белесовато-палевый легкий суглинок тонкочешуйчатой структуры, образующий основную часть заполнения мерзлотных клиньев, в профиле педонов межструктурных пространств отсутствует.

Нахождение внутри профиля микулинской почвы мерзлотных клиновидных структур, заполненных материалом, сходным с элювиальным горизонтом, свидетельствует о том, что они образовались уже после первичной дифференциации материнской породы – московского лесса на гор. А2р и Bt, в кратковременный этап криогенеза. Криогенные структуры были образованы до межледниковья и, следовательно, текстурная дифференциация материнской породы произошла перед их образованием в одно из последних потеплений московского позднеледниковья, аналогично аллереду, предшествовавшему голоцену. Клиновидные криогенные структуры возникали в особых фациях – на пониженных элементах рельефа (в днищах балок, подножиев склонов) в малоснежные зимы и, вероятно, способствовали возобновлению эрозионных процессов.

После деградации мерзлоты направленность почвообразовательных процессов в межледниковье текстурная дифференциация почв продолжилась и привела к еще большему осветлению гор. А2, обеднению его илом и полуторными окислами созданию внутрипочвенного водоупора – иллювиально-глинистого горизонта. На поверхности оттаявшие полигональные структуры выглядели, как сетка небольших западин, дважды заполнявшихся мелкоземом за счет эрозионно-аккумулятивных процессов. Подобная микрозападинная структура почвенного покрова и наличие внутрипочвенного водоупора в виде гор. Bt, способствовали застою поверхностных вод в весенне-летний период и привели к переувлажнению почв днищ микулинских балок. К концу межледниковья почвы промывного режима: дерново-подзолистые, светло-серые лесные эволюционировали в почвы застойного режима: поверхностно-оглеенные серые лесные и даже полуболотные – оторфованные. В микулинской палеокатене разреза Железногорск этот процесс зашел еще более глубоко до развития глееземов [Сычева, 1993, 1994].

Полученные данные об увеличении площади глеевых почв во вторую половину межледниковья хорошо согласуются с данными палеоботанических исследований, об усилении увлажненности климата в этот интервал – термогигротическую фазу [Болиховская, 1995; Гричук, 1989; Гуртовая, 1987]. Изменения не нашли отражение в профиле салынской почвы мезинского комплекса опорных разрезов, расположенных в более автономных позициях древнего рельефа [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981; Сычева, 1985]. Следует подчеркнуть, что повышенная увлажненность климата во вторую половину межледниковья отчасти была создана на уровне динамики и функционирования локальных геосистем – за счет саморазвития почв и ландшафтов.

Этапы развития микулинской почвы

Таким образом, исходя из строения профиля микулинской почвы: наличие двух элювиальных

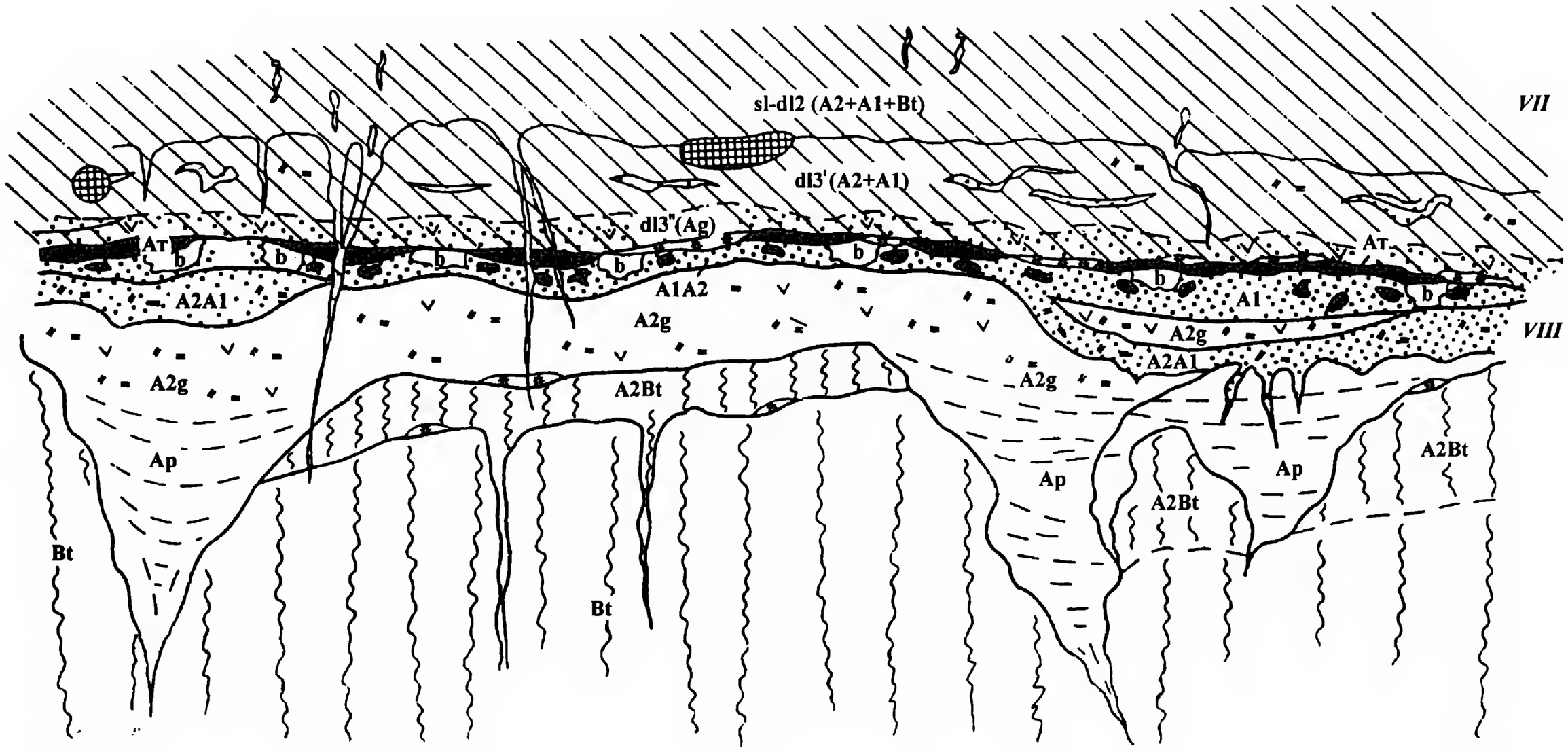


Рис. 3. Строение микулинской почвы, нарушенной криогенными деформациями, в днище погребенной балки (срез 1990 г.). Усл. обозн. см. рис. 1.

горизонтов и погребенного элювиально-гумусового, а также следов криогенных и эрозионно-аккумулятивных процессов, выделяются три стадии преобладания почвообразования и две разделяющие их стадии усиления морфолитогенеза (табл. 1). Это: 1) первичная дифференциация породы на горизонты A1-A2-Bt и формирование дерново-подзолистых и светло-серых лесных почв; 2) образование микрополигональных криогенных трещин и частичное их заполнение переотложенным материалом гор. A2 с включением мелкозема гор. Bt; 3) вторичная дифференциация – образование профиля с горизонтами A2A1 и A2p в педонах клиновидных структур и развитие по днищам форм поверхностно-оглеенных серых лесных почв; 4) погребение постмерзлотных структур в результате активизации эрозионно-аккумулятивных процессов; 5) образование оторфованных и оглеенных почв. Педогенные стадии, вероятно, приходились на потепления, денудационно-седиментационные – на похолодания в пределах межледниковья.

Микулинская межледниковая почва вследствие природной катастрофы – сильного лесного пожара, следы которого обнаруживаются в виде многочисленных углей, пятен обоженного красного суглинка, сажистых прослоев, перестала функционировать. За два-три сезона в днище и на склонах балки она была погребена под делювиальным суглинком – dl 3" (A1g). На приводораздельных склонах и, возможно на водоразделах, почва была в разной степени денудирована. Делювий, вызвавший первичное захоронение микулинской почвы, по свойствам сходен с горизонтом A1, из которого он образован, но содержит значительно меньше гумуса, более заилен и оглеен.

Сильный лесной пожар, явившийся спусковым механизмом ускоренной природной эрозии, вызванной послепожарными ливнями, пришелся на конец межледниковья, который отличался неустойчивостью климата. Сильная задымленность способствовала резкому переохлаждению и вместе с однонаправленным трендом к похолоданию обусловила возникновение мерзлотных процессов. Их следы нашли выражение в пластических нарушениях кровли микулинской почвы: криотурбационные складки, инволюции в гор. A1 – в днище балки и солифлюкционные петли, наплывы – на ее склонах. Описанному типу деформаций, приуроченному в опорных разрезах мезинского комплекса Русской равнины к контакту салынской и крутицкой фаз, придается большое стратиграфическое значение – это граница микулинского межледниковья и валдайского оледенения (смоленский криогенный горизонт, фаза «а») [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981].

С развитием мерзлоты начал действовать новый механизм погребения микулинской почвы – солифлюкция, которая чередовалась с плоскостной эрозией в разные сезоны года. Данный этап приходится на начало валдайского оледенения и открывает иной тренд в развитии микулинской палеоформы и мезинского комплекса: неоднократное заполнение депрессии осадками, прерывавшееся формированием интерстадиальных лесостепных почв лугового ряда.

Ранневалдайские почвы и отложения

Заполняющая толща имеет различное строение в разных поперечных срезах погребенной балки (рис. 1, 2). Ниже по рельефу (*срез 1987 г.*) она более простая, представлена неоднородной слоистой суглинистой толщей, мощностью около 3 м, стратиграфически занимает положение внутримезинского лесса. Она сложена переотложенным материалом различных горизонтов межледниковой микулинской почвы, залегающих инверсионно. В ней выделяются три слоя суглинков, образовавшихся в первый из ранневалдайских стадиалов.

Верхний слой – sl-dl 1 (Bt), мощностью 1,5 м, представлен наиболее однородный палево-бурым суглинком, образованным из переотложенного мелкозема гор. Bt с редким включением пятен и линз палевого московского лесса. В делювиально-солифлюкционных отложениях не сохраняется столь характерная для ненарушенного иллювиального горизонта ореховатая структура. Она преобразована в ооидную, представленную в виде окатышей, размером до 1 мм, внедренных в неагрегированную массу. В нижней части этих отложений появляются прослои и линзы мелкозернистого песка, толщиной 1–2 см, свидетельствующие о начальной сортировке исходного склонового материала временными водными потоками в днище палеоформы (балочный аллювий).

Книзу по разрезу, в *dl-sl 2 (Bt+A2) и (Bt+A2+A1)* слоистость проявляется четче. В основной массе, представленной переотложенным материалом гор. Bt появляются слои с материалом гумусового и элювиального горизонтов, также в виде окатышей, и слои с менее нарушенным материалом гор Bt, содержащие микроортштейны и обломки натеков.

В *dl-sl 3' (A2+A1)* количество линз и прослоев белесой супеси, мелкозернистого песка увеличивается, включения бурого суглинка (Bt) исчезают и основную массу слоя составляют переме-

Таблица 1. Стадии развития ландшафтов и их компонентов в макроцикле «московское позднеледниковье – микулинское межледниковье – валдайское оледенение» (макроцикл М-О).

№ стадии	Преобладающие процессы, тип профиля почвы	Растительность	Мезоциклы Почвы.	Макроцикл.
1	Врезание – образование сильно расчлененного рельефа (ложбинно-балочной сети)		Несколько стадий	Московское позднеледниковье.
2	Формирование льдистых пород в верхней части московского лесса		Несколько стадий	
3	Солифлюкция и другие склоновые процессы. образование постшлировой текстуры в верхней части московского лесса.		То же	То же
4	Первичное образование почв из породы: выщелачивание, дерновый процесс. A1-AC-Cca. Пионерные дерново-карбонатные почвы.		Почвы начальных стадий (не сохранились).	То же
5	Первичная текстурная дифференциация профиля: оподзоливание, лессиваж; гумусообразование. Ao(A1)-A2p-Bt. Палево-подзолистые почвы.		Предмикулинский интерстадиал.	
6	Криогенез – мелкополигональные структуры, эрозия в днищах балок. Частичное заполнение структур.		Предмикулинское похолодание	То же
7	Текстурная дифференциация профиля: оподзоливание, гумусообразование, Ao(A1)-A2A1g-A2p-Bt. Серые лесные поверхностно-оглеенные.	Преобладание лесных группировок, в основном березовых.	Микулинская 1.	Микулинское межледниковье. 1 половина
8	Эрозия в днищах балок – заполнение мелких депрессий.		Внутримикулинское похолодание.	То же
9	Дерновый. болотный процесс Ao(A1g)-A2g-A2A1-A2p-Bt. Серые лесные оторфованные.	Распространение березовых лесов, мезофильного разнотравья, присутствие сфагновых мхов и почвенных диатомей.	Микулинская.	То же, 2 половина
10	Катастрофические пожары и сильная плоскостная и линейная эрозия, солифлюкция. аструктурные деформации.		1 стадиал, начало оледенения	Валдайское ледниковье.
11	Гумусонакопление, начальная дифференциация. оглеение. A1-B. Луговые.	Лесостепи с преобладанием сосново-воберезовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-злаковыми ассоциациями.	1 межстадиал. Кукуевская почва.	То же
12	Плоскостной смыв, солифлюкция, трещинообразование.		2 стадиал, похолодание	То же
13	Черноземно-луговый процесс: гумусонакопление, выщелачивание карбонатовэ A1-ABca-BC. Черноземно-луговые.	Начало – лесостепь с господством остепненных участков, с участием сосново-березовых лесов. Конец – преобладание сосновых лесов с участием широколиственных пород.	2 межстадиал. Стрелецкая почва.	То же
14	Плоскостной смыв, солифлюкция, эоловый перенос, трещинообразование.		3 стадиал	То же
15	Холодное влажно-луговое почвообразование: гумусонакопление, оглеение, криотурбации. A1g-Bg. Влажно-луговые мерзлотные.	Лесостепь с участием сосново-березовых группировок, которые преобладают в конце периода.	3 межстадиал. Александровская почва.	То же
16	Солифлюкция, плоскотная эрозия, эоловый перенос, аструктурные деформации.		Средневалдайский стадиал	То же

шанный материал горизонтов A1, A2A1, A2. Ниже появляются криотурбированные линзы более однородного гумусированного суглинка, мощностью от 2–4 см до 6–8 см, разделенные деформированными белесыми прослоями, образованными переотложенным материалом гор. A2 и A2A1. В приконтактной зоне с гор. A1 микулинской почвы отмечается сильно оглеенный гумусированный делювий, мощностью 2–3 см, насыщенный углями, микроортштейнами, обра-

зованный за счет смыва гумусовых и торфянистых горизонтов послепожарными ливнями – *dl 3''(A1g)*.

Суглинки, заполняющие балку, таким образом, залегают инверсионно относительно горизонтов межледниковой почвы, из которых они образованы. Это отражает последовательность сноса и переотложения материала вначале склоновых, а затем и водораздельных почв: 1 этап – гор. Ao, A1, A2, A2A1, A2A1; 2 этап – к ним подключаются гор. A2Bt, BtA2, Bt1; 3 этап – материал гор. Bt, в заключении перемешанный с московским лессом.

Вся толща суглинков нарушена мерзлотными деформациями. В приконтактной зоне с микулинской почвой, в dl-sl 3, – это описанные выше пластические деформации. В dl-sl 2 появляются тонкие извилистые трещинки (элементарные жилки), разбивающие нижележащую толщу dl-sl 3 и микулинскую почву на глубину 2–3 м. К бортам палеоформы мощность склоновых отложений заметно уменьшается. Здесь четко выражены солифлюкционные складки, небольшие языки.

Приведенная характеристика слоев позволяет считать, что основными процессами их образования были плоскостной смыв и сплыв влагонасыщенного почвенного грунта, зажатого между двумя мерзлыми слоями. Денудация межледниковой почвы на склонах и ее погребение в днище балки началось с плоскостной эрозии, как следствия сильных послепожарных ливней. Затем подключился новый механизм переотложения почвенных горизонтов – солифлюкция. По мере увеличения засушливости климата в ходе оледенения доля солифлюкционных процессов в накоплении склоновых отложений уменьшалась, и ведущим вновь стал плоскостной смыв. Вероятно участие линейного размыва (образование оврагов в верховьях балочной системы) и перемыва ранее отложенных осадков временными водными потоками в днище балки, проявившегося в некоторой сортировке делювиально-солифлюкционного материала dl-sl 1 (балочный аллювий).

Описанные выше криоморфолитогенные процессы вызвали перестройку балочной системы в менее глубокую с симметричными склонами ложбину, а затем, как будет показано ниже, в цепочку замкнутых форм (западин) по тальвегу бывшей линейной формы. Изменение палеоформы происходило в сжатые сроки. Скорости осадконакопления были велики и инситные почвы не успевали образовываться. Сохранилась внутренняя неоднородность перемешанного материала (слойки и линзы, сложенные из фрагментов разных почвенных горизонтов).

В поперечном профиле балки 1988 г. заполняющая толща имеет сходное строение при заметном увеличении мощности верхнего неслоистого суглинка – sl-dl 1 (Bt). В его накоплении, возможно, участвовал местный, эоловый принос мелкозема, связанный с переотложением материала нижних горизонтов микулинской почвы и московского лесса, в результате эрозии вышедшего на поверхность.

Главное отличие балочного среза 1988 г. – нахождение трех интерстадиальных почв, развитых в днищах вторичных палеоформ (рис. 1, Б). Эти почвы отражают достаточно длительные периоды стабилизации поверхности, когда скорости почвообразовательных процессов превышали скорости морфолитогенных. Почвы сформировались в три потепления, которые можно сопоставить с интерстадиалами: амерсфорд, броруп, одераде Западной Европы и верхневолжским, чермененским, березайским Русской равнины [Болиховская, 1987, 1995; Спиридонова, 1991].

Каждая из почв образована на неслоистом суглинке эолово-делювиально-солифлюкционного происхождения, имеет свои специфические черты, позволяющие отличить ее от других почв и составить представление об условиях почвообразования. Профили ранневалдайских интерстадиальных почв по сравнению с профилем межледниковой микулинской почвы не столь мощные (0,5–1,2 м) и дифференцированные, что связано, прежде всего, с меньшей длительностью их эволюции. Ведущим процессом для всех трех почв было гумусонакопление, сочетавшееся с другими процессами. Содержание органического вещества (0,6–1,3%) и мощности гумусовых горизонтов (20–25 см) позволяют предположить, что запасы гумуса в каждой из ранневалдайских почв были выше, чем в микулинской лесной почве (рис. 2).

Нижняя из интерстадиальных почв, названная нами **кукуевской,** имеет профиль типа A1-B, частично сформированный на переотложенном материале нижних горизонтов микулинской почвы. Горизонт A1 представлен темно-серым суглинком со слабо выраженной зернисто-ореховатой структуры. Потеки гумуса по трещинам проникают до глубины 30–40 см. Переходный горизонт (B) – малоизмененный кукуевским почвообразованием эолово-делювиальный суглинок буровато-палевого цвета, сходный с гор. BC микулинской почвы. Ведущими процессами для этой почвы, кроме гумусообразования были внутрипочвенное выветривание, а также поверхностное оглеение в заключительные этапы развития. Эти процессы привели к накоплению гумуса и других соединений в гор. A1 по сравне-

нию с гор. В (рис. 2). Отсутствие признаков внутрипрофильного перераспределения веществ за исключением солей Na свидетельствует о формировании почвы в непромывном режиме и, возможно, о некотором засолении вследствие дополнительного латерального привноса солей в центр понижения. Групповой состав гумуса гор. А1 кукуевской почвы – гуматный (Сгк: Сфк = 2,2). Это дает основание определить кукуевскую почву, как лесостепную луговую, развивавшуюся в условиях лесостепи континентального типа, характеризующуюся чередованием периодов весеннего переувлажнения и летнего иссушения.

Средняя из ранневалдайских почв – **стрелецкая,** имеет наиболее дифференцированный профиль: А1-АВса-ВС. Гумусово-аккумулятивный горизонт представлен коричневато-серым суглинком слабо выраженной зернистой структуры. Нижняя граница гор. А1 нарушена крупными трещинами – языками, заполненными гумусированным суглинком, проникающими на глубину до 0,8–1,2 м и заканчивающимися бахромой мелких прожилок. Деформации подобны гумусовым трещинам нижней границы почв крутицкой фазы мезинского комплекса Окско-Донской равнины [Сычева, 1985]. Они также напоминают нижнюю границу гор. А1 современных промерзающих черноземов Казахстана и Сибири [Лебедева, Семина, 1974]. Гор. АВса, мощностью 0,4 м представлен буровато-серовато-палевым бесструктурным суглинком с включением переотложенного материала гор. Bt мезинского комплекса, на что показывают редкие обломки кутан. В горизонте сосредоточены плотные карбонатные конкреции типа журавчиков, трубочек по порам, значительное количество древних землероин. Почва сформирована на неслоистых делювиально-эоловых суглинках, накопившихся в депрессии во время второго ранневалдайского стадиала. Она выделяется по содержанию гумуса, его около 1 % (рис. 2). Отношение Сгк к Сфк мало изменяется по профилю и равно 1, что типично лесостепных почв. Для гумусового и переходного горизонтов характерно накопление P_2O_5, CaO, MgO при некотором выносе R_2O_3, особенно Al_2O_3 из гор. А1. Содержание Na_2O образует два максимума: в гор. А1 (диагенетический) и в гор. ВС, возможно, генетический, свидетельствующий о накоплении легкорастворимых солей в нижней части профиля стрелецкой почвы. Характеристика свойств почвы позволяет отнести ее к луговым, скорее черноземно-луговым, развивавшимся более длительное время и в менее континентальных условиях, чем кукуевская. Успел сформироваться профиль не только легкорастворимых солей, но и карбонатный. Гумусовые трещины бóльших размеров, чем деформации нижней границы гор. А1 кукуевской почвы, что свидетельствует о более суровых условиях заключительных этапов развития почвы при переходе к третьему ранневалдайскому стадиалу. На плакорах во второе потепление формировались черноземы лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь, но более гумидного, чем в первый интерстадиал.

Верхняя из ранневалдайских почв – **александровская**, наименее мощная и гумусированная, включает горизонт А1g, представленный неоднородным светло-серовато-бурым оглеенным суглинком, ячеисто-чешуйчатой текстуры и гор. Bg – сильно оглеенным сизовато-бурым суглинком ячеистой текстуры. Для него характерно обилие микроортштейнов и карбонатных журавчиков, сосредоточенных в трещинах, проникающих из перекрывающего слоя – гор. Bcag брянской ископаемой почвы (рис. 2). Гор. А1 криотурбирован – смят в складки, петли (нарушения, характерные для переувлажненных мерзлых грунтов). Этим деформациям придается стратиграфическое значение в опорных разрезах – смоленский криогенный горизонт, фаза «б» [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981]. Гумусовый горизонт александровской почвы также разбит прожилками и трещинами из гор. А1 брянской ископаемой почвы. Содержание органического вещества в александровской почве невелико (рис. 2). Гумус гуматного типа. Гумусовый горизонт александровской почвы, как и других ранневалдайских ископаемых почв, выделяется по увеличению содержания илистой фракции и полуторных окислов, вероятно, за счет внутрипочвенного и мерзлотного выветривания. Деформированность профиля мерзлотными процессами, оглеение, отсутствие признаков дифференциации позволяет отнести эту почву к влажно-луговым мерзлотным, формировавшимся в западинах лесостепи более холодного типа, чем предшествующий – стрелецкий интерстадиал.

Эволюция рельефа и почв в ранневалдайское время

Все почвы по верхней границе гумусовых горизонтов слегка размыты (особенно кукуевская почва) и оглеены. Они выражены локально и наиболее хорошо сохранились над днищем микулинской балки. К ее бортам ранне- (средне)валдайские почвы накладываются друг на друга, сливаются, отражая процесс заполнения первичной депрессии и выполаживания рельефа (рис.1, Б).

По мере накопления осадков палеоформа теряла вид балки с асимметричными сложными бортами и превратилась уже в первый стадиал в менее глубокую ложбину с симметричными склонами. Местный базис эрозии поднимался, и энергия переноса отложений по тальвегу ослабевала. Это привело к тому, что в отдельные периоды усиления линейной эрозии в верховьях отвершков, днище балки было в нескольких местах перегорожено конусами выноса. В результате этих процессов балка, по-видимому, была разбита на обособленные замкнутые формы, образовавшие цепочку западин по заплывшему днищу. На современных крупномасштабных картах можно отыскать немало примеров, подтверждающих данный процесс. Этим можно объяснить столь разное строение поперечных профилей 1987 и 1988 г. Отсутствие в первом из них интерстадиальных почв свидетельствует о том, что ниже по рельефу существовал склон, где происходило не аккумуляция осадков, как в замкнутой форме – срезы 1988–1990 гг., а их денудация. Возможно, что замкнутая форма существовала уже в первый межстадиал, но вполне определенно во второй и последующие, что доказывается накоплением легкорастворимых солей Na, а также гипсовых конкреций или их следов, обилием карбонатных конкреций и кор, залегающих линзовидно над первичной микулинской формой на разных уровнях в толще позднеплейстоценовых почв и отложений.

По мере заполнения вторичных западин в верховьях различных балочных систем, примыкающих к одной водораздельной поверхности, и за счет ее денудации ветровой и плоскостной эрозией, а также солифлюкцией, происходило их слияние и образование более крупной замкнутой формы – степного блюдца, существовавшего в брянский интерстадиал.

В замкнутых формах в стадиалы накапливались делювиально-солифлюкционно-эоловые отложения. В периоды замедления скоростей морфолитогенных процессов формировались засоленные почвы перигляциальной лесостепи, которые в ранневалдайские потепления сменялись луговыми, черноземно-луговыми, влажно-луговыми почвами. Зональными типами в интерстадиалы были черноземные лесостепные почвы более континентальных провинций, чем современные выщелоченные и типичные черноземы района исследования. Они формировались на эродированных склонах и водоразделах, где в стадиалы на поверхность выходили днепровско-московские лессы и делювиально-солифлюкционные осадки, образованные из горизонтов микулинской почвы или почв предыдущих межстадиалов. По уменьшению длительности развития и теплообеспеченности ранневалдайские почвы выстраиваются в ряд: стрелецкая (черноземно-луговая дифференцированная), кукуевская (луговая, слабо дифференцированная), александровская (влажно-луговая криотурбированная), что согласуется характеристиками ранневалдайских интерстадиалов, полученными по палинологическим данным.

На выровненных пространствах Окско-Донской равнины и Приднепровской низменности, где микулинский рельеф не был столь расчленен, как на Среднерусской возвышенности, процессы почвообразования и осадконакопления хотя и чередовались в потепления и похолодания, но не создали столь ритмичной смены почв и отложений. Седиментация осадков была редуцирована, и они полностью прорабатывались лесостепным почвообразованием в межстадиалы. Так образовался мощный гумусовый профиль почв крутицкой фазы мезинского лессово-почвенного комплекса. Но это не значит, что в ранневалдайское время на равнинах и низменностях не было столь контрастных смен ландшафтов, как на возвышенностях. Просто они не нашли отражение в профилях почв второй фазы мезинского комплекса. Крутицкий межстадиал – сложный временной интервал, соответствующий не одному из трех ранневалдайских, а скорее всем трем потеплениям, разделенным похолоданиями.

Результаты проведенного исследования снимают главное противоречие мезинского комплекса: формирование мощной черноземной крутицкой почвы, наложенной на салынскую лесную, не в длительную межледниковую эпоху, в кратковременный интерстадиал. Крутицкая почва оказалась сложным образованием, прошедшим три почвенных и три криоморфолитогенных стадии и развивалась не менее 30–40 тысяч лет (табл. 1).

Многократным луговым почвообразованием с дискретным поступлением мелкозема объясняется увеличенная мощность горизонта A1, повышенное для ископаемых почв содержание гумуса, его гуматный состав. Столь же понятно с позиций многократного мерзлотного и внутрипочвенного выветривания значительное возрастание содержания илистой фракции и различных элементов в гор. A1 мезинского комплекса по сравнению даже с иллювиально-глинистым горизонтом [Добродеев, 1975; Морозова, 1981; Сычева, 1985]. Мелкозем почв крутицкой фазы прошел не менее, чем трехкратное преобразование в мерзлотных условиях и такое же в условиях луговой лесостепи.

Брянская почва

Брянская ископаемая почва в отличие от ранневалдайских сохранилась не только над днищем заполненной микулинской балки, но и на приводораздельных склонах во всех изученных срезах. Только на наиболее возвышенных участках она, как и мезинский комплекс, уничтожена денудацией. Почва средневалдайского потепления в изученном разрезе обладает всем набором морфотипических признаков, позволяющих уверенно сопоставить ее с аналогичными почвами брянского интерстадиала тех разрезов, где определен их радиоуглеродный возраст, например разрезов Брянск, Железногорск [Морозова, 1981]. Наиболее узнаваемые характеристики почвы: профиль типа A1-Bca-Bca,g, клиновидная граница гумусового горизонта, его ооидная структура, мучнистые формы карбонатов в гор. Bca и другие дают возможность отнести ее к лесостепным луговым почвам. Они прошли длительную эволюцию, в заключительной стадии, вероятно, подверглись воздействию криогенных процессов и стали мерзлотно-карбонатными почвами.

В рельефе во время брянского интерстадиала еще сохранялось неглубокое, замкнутое понижение, значительно большего размера, чем ранневалдайские западины. Это степное блюдце определяется по линзовидному залеганию ярко выраженного карбонатного горизонта брянской почвы, находящемуся над днищем микулинской почвы. Полное погребение палеоформы произошло при перестройке рельефа водораздела во вторую половину валдайского оледенения.

Палинологические исследования

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен для почв и отложений днища микулинской балки в срезе 1988 г. Образцы отбирались из тех же глубин генетических горизонтов почв и разделяющих их отложений, что и для почвенных анализов. Частота отбора образцов не дает возможности детально проследить эволюцию растительного покрова в период формирования исследуемых погребенных почв, но представление о ее характере вполне можно получить (рис. 4).

Микулинская почва

Господство во всех отобранных образцах в общем составе пыльца древесных пород (58–65%), постоянное присутствие спор папоротников, лесных видов плаунов (*Lycopodium clavatum, L.annotinum*) свидетельствует о распространение лесных сообществ. В состав спорово-пыльцевых комплексов входят виды показательные для микулинского межледниковья: *Pinus silvestris, Picea, Betula pubescens, B.pendula, Quercus robur, Q.petreae, Carpinus betulus, Tilia cordata, Ulmus laevis* и другие. Выделяются два спорово-пыльцевых комплекса (рис. 4). Первый спорово-пыльцевой комплекс соответствует элювиально-иллювиальному и элювиальному горизонтам микулинской почвы (гор. A2Bt, A2, глубина 8,2–8,5м.). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы древовидной (*Betula sect.Albae*) (77–85%). Участие пыльцы сосны не более 10%. Количество пыльцы ели, ольхи, ивы в сумме не превышает 5%. Второй спорово-пыльцевой комплекс выделяется в гумусовом горизонте (гор. A1, глубина 8,0–8,1м). Здесь преобладает пыльца сосны (53%), снижается содержание пыльцы березы до 25%. Заметно участие пыльцы широколиственных пород (до 16 %): липа (9%), вяз (4%), граб (1%), дуб (2%). Этот комплекс характеризует вторую половину микулинского межледниковья и соответствует термогигротической стадии. Климатические условия благоприятнее, чем в первую половину. Описанные спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о развитие вначале березовых лесных группировок, а затем, во вторую половину межледниковья, сосновых с участием мелколиственных и широколиственных пород.

Делювиально-солифлюкционные отложения dl 3

В спорово-пыльцевом спектре образца, взятого из отложений, непосредственно перекрывающих микулинскую почву – dl 3″(A1g) (глубина 7,9–8,0 м), вновь первенствует пыльца березы древовидной (до 69%). Пыльца широколиственных пород представлена единичными зернами. Здесь же отмечается пыльца кустарничковых форм березы (*Betula sect.Fruticosa*), холодолюбивый вид плауна *Selaginella selaginoides*. Содержание пыльцы травянистых растений невелико (16%). Спорово-пыльцевой спектр носит смешанный характер. Формирование отложений, соответствующих ему, происходило как за счет микулинских, так и постмикулинских образований первого ранневалдайского стадиала.

Делювиально-солифлюкционные отложения sl-dl 2 и sl-dl 1

В спорово-пыльцевом спектре образца, соответствующем переотложенному материалу горизонтов A2 и A1 микулинской почвы sl-dl 2 (A1+A2+Bt), (глубина 6,2–6,4м), в общем составе доминирует пыльца трав (51%). Преобладает разнотравье (72%), в основном представленное

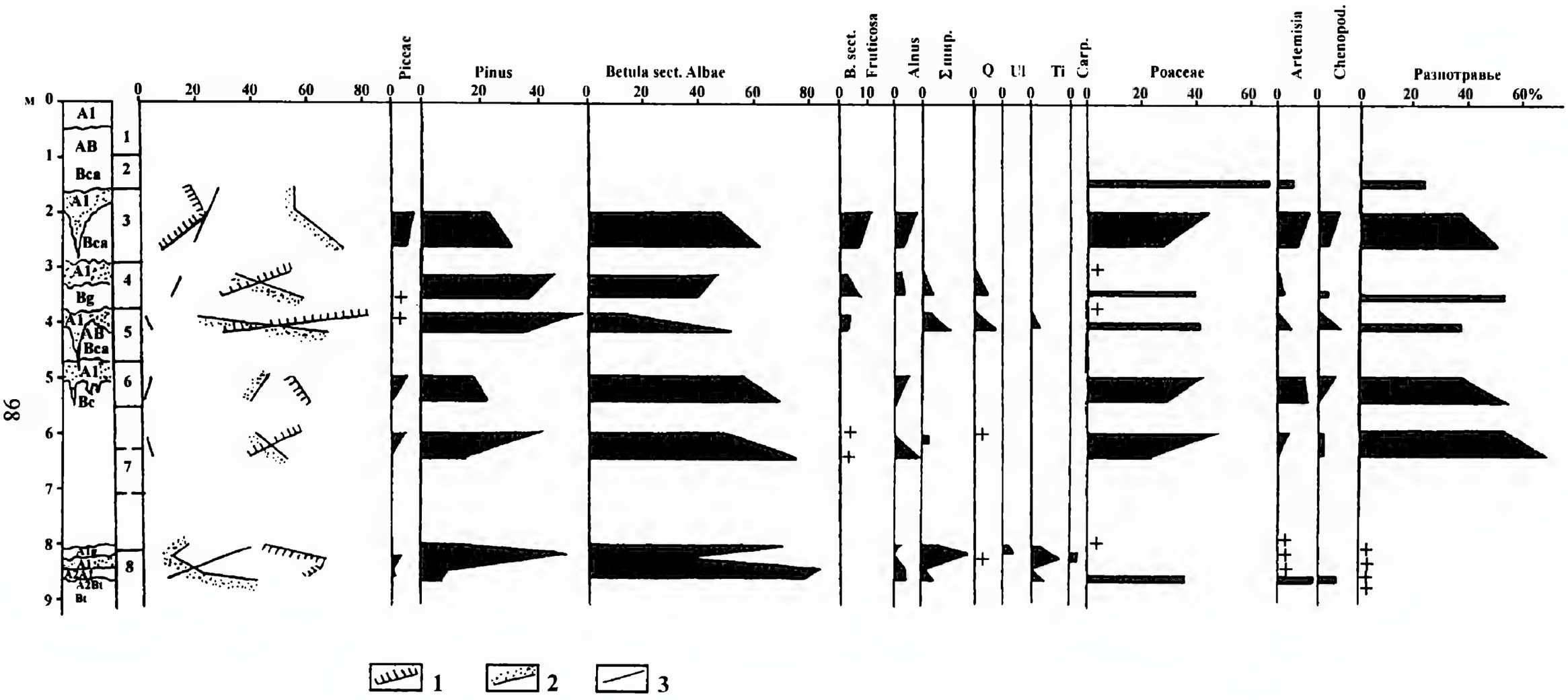


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма палеопочвенных горизонтов в разрезе Александровского карьера (срез 1988г.)
1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца травянистых растений; 3 – споры.

пыльцой семейств *Apiaceae* и *Polygonaceae*. Пыльца злаков (*Poaceae*) составляет 21%. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (до 74%). Описанный палиноспектр характеризует, скорее всего, растительность склонов и днища балки. Вышележащий образец отобран из переотложенного иллювиального горизонта микулинских почв: sl-dl 1(Bt) (глубина 5,8–6,0м) и имеет несколько иное содержание, чем предыдущий. Здесь в общем составе господствует пыльца древесных пород (56%). Содоминантами являются пыльца сосны и березы (44 и 47%, соответственно). Присутствует пыльца ели (до 5%). Среди пыльцы травянистых растений доминирует пыльца злаков (50%). Данный спектр свидетельствует о значительно большем распространении лесных группировок и фиксирует, по-видимому, особенности растительного покрова водораздельных пространств.

Кукуевская почва

Спорово-пыльцевые спектры образцов, отобранных из горизонтов А1 и В довольно близки (глубина 4,8–5,4 м). В общем составе господствует пыльца древесных пород (53–60%), среди которой превалирует пыльца березы (67–77%). Содержание пыльцы сосны не превышает 25%. Пыльца травянистых растений на 40–58% состоит из пыльцы мезофильного разнотравья (семейства астровых, цикориевых, гречишных, гвоздичных и др.). Высоко участие пыльцы злаков (40–44%). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, господствовали лесостепные ландшафты. Березовые и сосново-березовые группировки чередовались с разнотравными и злаково-разнотравными сообществами. Присутствие в спектре, соответствующем горизонту А1, пыльцы ели, ольхи, осок, свидетельствует о более гумидных условиях в период формирования этого горизонта.

Стрелецкая почва

Охарактеризованы горизонты АВ и А1 данной почвы.

Горизонт АВ (глубина 4,0–4,2 м) – в общем составе преобладает пыльца трав (66%). Господствует пыльца злаков (42%) и разнотравья (38 %). Пыльца древесных растений представлена в основном пыльцой березы (51%) и сосны. Встречена пыльца дуба (9%), липы (1%). Распространение получили лесостепи. Преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесные группировки, в основном сосново-березовые с участием широколиственных пород, занимают меньшие площади.

Горизонт А1 (глубина 3,7–3,9м). Доминирует пыльца древесных пород (80%), среди которой безраздельно господствует пыльца сосны (82%). Присутствует пыльца дуба, липы. Сосновые леса с участием широколиственных пород вытесняют степные сообщества. Таким образом, описанные спорово-пыльцевые спектры отражают различные фазы в развитие растительности во время формирования стрелецкой почвы. Климатические условия более благоприятны, чем в период образования кукуевской почвы.

Александровская почва

Спорово-пыльцевой анализ выполнен по двум горизонтам Bg и A1g.

Горизонт Bg (глубина 3,5–3,6м). В спорово-пыльцевом спектре с господством пыльцы травянистых растений до 60% составляет различное мезофильное разнотравье (до 10 видов). На долю пыльцы злаков приходится 39%. Пыльца древесных пород составляет менее 30%. Присутствует пыльца кустарниковых формы березы (*Betula sect.Fruticosa*). Преобладают злаково-разнотравные степи, лесные группировки занимают меньшие площади.

Горизонт A1g (глубина 3,0–3,2 м). Возрастает значение пыльцы древесных пород (51%), в том числе березы (49%) и сосны (47%). Снижается участие пыльцы травянистых растений (34%). Площадь лесных сообществ увеличивается. В целом, судя по присутствию кустарниковых форм берез, ольхи, увеличению содержания спор, диатомей, климатические условия в период формирования александровской почвы, холоднее и влажнее, чем ранее.

Брянская почва

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют горизонты Bca и A1. Спектры довольно близки по количественному и видовому составу. Господствует пыльца трав (до 75%). Преобладает пыльца разнотравьем (62%). Ксерофиты представлены пыльцой злаков (25%), полыней (7%), маревых (4%). Среди спор в равных количествах присутствуют споры зеленых мхов (34%), папортников (30%), *Botrychium* (36%). Пыльца древесных пород составляет, примерно, 20% от общего состава. Доминирует пыльца березы древовидной более 60%. Несколько меньше пыльцы сосны (до 35%). Содержание пыльцы ели в среднем около 7%. Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы кустарниковой березы, отмечается холодолюбивый вид плауна *Lycopodium selago*. Развитие брянской почвы происходило при широком распространении злаково-

разнотравных степей. Лесные группировки из сосны и березы с примесью ели сохранились в долинах рек. Климатические условия заметно ухудшаются в период формирования верхних горизонтов исследуемой почвы. Они становятся довольно холодными во время накопления поздневалдайского лесса, перекрывающего брянскую почву. В спорово-пыльцевом спектре этого лесса пыльца древесных пород составляет всего 18%. Безраздельно господствует пыльца злаков (68%). Господствуют открытые пространства сухих и холодных степей.

Реконструкция

Полученные нами палинологические данные позволяют проследить развитие растительности и климата во время формирования мезенского и брянского почвенных комплексов исследуемого разреза. Они хорошо сопоставляются с материалами Е.А. Спиридоновой, Н.С. Болиховской [Спиридонова, 1991; Болиховская, 1995] по микулинскому межледниковью, ранневалдайским и брянскому межстадиалам Русской равнины.

Микулинское межледниковье

I половина – преобладание лесных группировок, в основном березовых.

II половина – распространение лесов в основном сосновых, на более благоприятных местообитаниях лесов из широколиственных пород (липы, дуба, вяза, граба).

III заключительные стадии – распространение березовых лесов. По данным Е.А. Спиридоновой [1991] в пределах Среднего Дона леса были распространены в начале и конце микулинского межледниковья, а для оптимальной фазы характерно широкое развитие степных сообществ, формирующихся в условиях недостаточной увлажненности. Полученные нами данные из-за неполноты почвенного профиля разреза 88–7 и недостаточно подробного отбора образцов, выявляют не полный цикл развития растительности в период микулинского межледниковья. Но возможно, описанные комплексы отражают локальные условия. Для палиноспектров второй половины межледниковья, полученных нами, характерно преобладание пыльцы мезофильного разнотравья, постоянное присутствие спор сфагновых мхов и почвенных диатомей (р.р. *Pinnularia, Navicula, Neidium* и др.) для развития которых необходима увлажненная среда. Все это свидетельствуют о формирование данных отложений в условиях достаточной или несколько повышенной влажности, что вполне соответствует их местонахождению – днище балки.

Валдайские отложения и почвы

Спорово-пыльцевые спектры, в основном отражают, состав пыльцы переотложенных почвенных горизонтов с увеличением доли травянистых растений, что свидетельствует о господстве лесостепных ландшафтов.

В пределах раннего валдая фиксируются три потепления межстадиального типа, во время которых формируются почвенные горизонты: кукуевская, стрелецкая и александровская почвы. Каждая из них имеет четкие палинологические характеристики, которые позволяют их сопоставлять с межстадиалами амерсфорд, бреруп, оддераде Западной Европы и верхневолжским, чермененским, березайским Русской равнины.

Кукуевская почва. Господство лесостепей с преобладанием сосново-березовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-злаковыми ассоциациями.

Стрелецкая почва. Начало – лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций), с участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород. Конец – преобладание в ландшафтах сосновых лесов с участием широколиственных пород. Условия более благоприятные, чем в период формирования кукуевской и александровской почв.

Александровская почва. Лесостепи с участием сосново-березовых группировок, которые преобладают в конце периода.

Брянская почва. Господство разнотравно-злаковых степей.

Поздневалдайский лесс. Холодные злаковые степи.

Палинологические данные достаточно хорошо согласуются с палеопочвенными исследованиями. Реконструируемому типу растительности соответствует определенный тип палеопочвы.

Выводы

1. Отложения аккумулятивных ландшафтов наиболее полно и развернуто отражают ритмичную смену стадий эволюции ландшафтов и их компонентов: рельефа, почв, растительности в цикле «межледниковье – оледенение» (табл. 1).

2. Мезинский лессово-почвенный комплекс в зонах повышенной аккумуляции (в депрессиях) представлен не только почвами двух фаз, но и каждая из них имеет сложную историю развития. Стадийность прослеживается как сменой типов почвообразования, так и благодаря следам мерзлотных и эрозионно-аккумулятивных процессов в виде деформаций границ почвенных горизонтов и присутствия литологических слоев в про-

филях лессово-почвенных комплексов. Стадийность развития подтверждается данными проведенного палинологического исследования.

3. Салынская лесная фаза мезинского комплекса или микулинская межледниковая почва включает 3 педогенные стадии и 2 морфолитогенные, когда возникали мерзлотные нарушения и усиливались эрозионные процессы.

4. Переход к валдайскому оледенению сопровождался катастрофическими явлениями: сильными лесными пожарами, вызвавшими ускоренную эрозию микулинской почвы. Возникновение мерзлоты обусловило появление солифлюкции, что значительно ускорило этот процесс и положило начало интенсивному заполнению балок и других депрессий микулинского рельефа.

5. Крутицкая фаза включает три педогенные стадии, когда образовывались почвы: кукуевская (луговая), стрелецкая (черноземно-луговая) и александровская (влажно-луговая), и три морфолитогенные стадии – периоды возобновления мерзлотных процессов и усиления рельефообразующих.

6. Мезинский комплекс совершил полный цикл развития от московского лесса до двухфазной полигенетической почвы с переходным горизонтом к валдайскому лессу и на равнинах Северной Евразии выражен в виде сложного, но все же единого профиля. В зонах повышенной аккумуляции, особенно в погребенных палеоформах, он развертывается в мощную почвенно-литологическую толщу, где отражена цикличность меньшего иерархического уровня (внутримежледниково-ледниковая).

7. Палеопедологический метод, примененный для объектов сходных геоморфологических позиций (аккумулятивных ландшафтов), оказался не менее информативным, чем палинологический. Данных двух методов достаточно хорошо согласуются, уточняя и дополняя друг друга.

Литература

Агафонов Б.П. Прерывистая денудация. // Геология и геофизика, 1982, № 2. С. 119–121.

Болиховская Н.С. Палеогеографические циклы позднеплейстоценового лессонакопления (на примере Среднего Приднепровья). // Цикличность новейших субаэральных отложений. Новосибирск: Наука, 1987. С. 95–103.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 272 с.

Былинский Е.Н. Второй климатический оптимум микулинского межледниковья. // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1974. № 4. С. 76–90.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в палеогеографическом освещении. // Почвоведение. 1985. № 11. С. 76–85.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины. // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ АН, 1992. С.115–140.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.

Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез Русской равнины в позднем плейстоцене. Пущино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.

Гуртовая Е.Е. Изменение климата в течение микулинского – казанцевского межледниковья на Русской равнине и в Сибири. // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1987. № 2. С. 54–62.

Добродеев О.П. Почвенный покров Русской равнины в эпоху московско-валдайского межледниковья. // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975. № 44. С.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.

Ильин Р.С. Происхождение лессов. М.: Наука, 1978. 235 с.

Лебедева И.И., Семина Е.В. Почвы Центрально-Европейской и Средне-Сибирской лесостепи. М.: Колос. 1974. 231 с.

Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.

Скоморохов А.И. Структура чехла субаэральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма. // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. Ун-та, 1982. С. 101–107.

Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. // М.: ИА РАН, 1991. 198 с.

Сычева С.А. О географии и развитии мезинского комплекса Окско-Донской равнины. // Почвоведение. 1985. № 8. С. 26–37.

Сычева С.А. Эволюционный анализ позднеплейстоценовых катен и геосистем (на примере разреза Железногорск). М.: ИГ АН, 1993. 87 с.

Сычева С.А. Эволюция позднеплейстоценовых катен Среднерусской возвышенности в полном климатическом ритме «оледенение-межледниковье». // Почвоведение. 1994. № 10. С. 30–40.

Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм. // Геоморфология. 1996. № 3. С. 27–38.

Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенение-межледниковье». // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

ПРОЕКТ РЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ

С.М. Шик, Б.А. Борисов, Е.П. Заррина

В 1982 г на Втором межведомственном стратиграфическом совещании по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы были приняты 10 региональных стратиграфических схем. Так как в то время многие вопросы межрегиональной корреляции оставались дискуссионными, разработанная межрегиональная схема не утверждалась и была приложена к решению совещания [Решение..., 1986] как корреляционная.

В настоящее время основные вопросы последовательности событий неоплейстоцена большинство исследователей понимает одинаково; сохраняющиеся разногласия касаются в основном представлений о границах распространения тех или иных оледенений. Это позволило разработать межрегиональную стратиграфическую схему неоплейстоцена Европейской России, которая была доложена на III Всероссийском совещании по изучению четвертичного периода (Смоленск, сентябрь 2002 г.), опубликована в материалах этого совещания [Шик и др., 2002] и представлена на рассмотрение Комиссии МСК по четвертичной системе. Обсудив этот проект, бюро Комиссии пришло к выводу, что Европейскую Россию следует рассматривать в качестве единого региона, а существующие региональные схемы перевести в ранг субрегиональных. В настоящей статье приводится проект региональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Европейской России (табл. 1); при его разработке за основу приняты региональные стратиграфические схемы Центра и Северо-Запада, где неоплейстоцен изучен наиболее полно. В 2001г эти схемы были в значительной степени унифицированы [Постановление..., 2002].

Для **нижнего неоплейстоцена** целиком использована региональная стратиграфическая схема Центральных районов, где эти отложения изучены лучше, чем где-либо еще не только в России, но и в Европе [Красненков и др., 1997]. Выделяется шесть горизонтов, один из которых (ильинский) – сложный и, по-видимому, охватывает пять климатолитов; таким образом, общее число климатолитов в нижнем неоплейстоцене достигает десяти.

Петропавловский горизонт относится еще к зоне обратной полярности Матуяма и содержит комплекс микротериофауны, переходный от таманского к тираспольскому. Его было бы удобнее относить к эоплейстоцену; однако, вряд ли стоит пересматривать положение этого горизонта до того, как в Западной Европе будет принято решение о границе нижнего и среднего плейстоцена, которой у нас отвечает граница эо- и неоплейстоцена. Пока петропавловский горизонт уверенно выделяется только в бассейне Верхнего Дона, где представлен как аллювиальными отложениями, так и хорошо развитой погребенной почвой [Верхний плиоцен..., 1985; Красненков и др., 1997]. Его возможными аналогами являются *октябрьский горизонт* Приуралья и *тюрканский горизонт* Прикаспия, хотя надежных доказательств их одновозрастности пока не имеется.

Следующий горизонт региональной схемы – *покровский* – характеризуется значительным похолоданием, которое фиксируется в аллювии палео-Дона как по палинологическим, так и по малакологическим данным [Опорные..., 1984]. В субаэральных отложениях покровский горизонт представлен троснянским лессом, который, как и покровский аллювий, характеризуется прямой намагниченностью. В Подмосковье ему отвечает *ликовский* комплекс ледниковых и водноледниковых отложений, пока обнаруженный только в Одинцовском стратрайоне [Маудина и др., 1985]; это может объясняться тем, что мало где еще проводились такие детальные работы по изучению неоплейстоцена. Возможными аналогами покровного горизонта [Решения..., 1986] являются *прионежский, камский* и *минзитяровский* горизонты, хотя их одновозрастность с покровным горизонтом далеко не очевидна; они могут соответствовать и среднеильинскому сетуньскому оледенению.

Третий горизонт неоплейстоцена – *ильинский* – имеет сложное строение и скорее должен рассматриваться как надгоризонт; однако этому препятствует недостаточная изученность ильинских отложений за пределами Центральных районов. Следует отметить, что в Литве тоже наблюдается сложное строение этого интервала разреза, сходное с тем, что установлено для Центральных районов [Кондратене, 1995]. В Подмосковье в основании ильинского

горизонта выделяются *акуловские межледниковые* отложения [Маудина и др., 1985; Писарева, 1997], связанные постепенным переходом с ликовскими ледниково-озерными образованиями и содержащие максимальное для неоплейстоцена количество вымерших (11%) и внеевропейских (более 30%) форм[1]. От более молодых *окатовских межледниковых* отложений [Фурсикова и др., 1992] они отделяются похолоданием перигляциального характера; однако, следов соответствующего ему оледенения пока нигде не обнаружено.

Последующее *сетуньское оледенение* распространялось до северной части Окско-Донской равнины (рис. 1); однако, его отложения на большей части территории уничтожены экзарацией во время донского оледенения и сохранились главным образом в понижениях доледникового рельефа.

Завершающее ильинский горизонт *сукромнинское межледниковье* изучено лишь в единичных разрезах; вероятно, наиболее полный из них – в районе г. Лукоянов Нижегородской области [Писарева, 1992]. В большинстве случаев эти отложения также уничтожены экзарацией в донское время; их отторженцы часто встречаются в донской морене.

В региональной схеме в ильинском горизонте, как и в схеме Центральных районов, предлагается выделить три подгоризонта; нижний из них соответствует акуловскому и окатовскому межледниковьям и разделяющему их похолоданию, средний – сетуньскому оледенению, а верхний – сукромнинскому межледниковью.

В бассейне Верхнего Дона ильинскому горизонту отвечают три аллювиальные свиты со специфическими комплексами раннетираспольской микротериофауны [Красненков и др., 1992; Красненков и др., 1997]. В основании верхней из них – *моисеевской* – наблюдается галька кристаллических пород, свидетельствующая о ее послесетуньском (позднеильинском) возрасте. В субаэральных отложениях в ильинском горизонте выделяются три горизонта погребенных почв, разделенные двумя горизонтами лессов. К этим отложениям приурочен хорошо изученный эпизод обратной полярности «Лог Красный» [Красненков и др., 1999].

В Предуралье ильинскому горизонту отвечают *чу-атасьевские* отложения, еще недостаточно изученные, но несомненно содержащие раннетираспольскую микротериофауну [Решение..., 1986].

Выделяющиеся на Северо-Западе и Северо-Востоке *пайский* и *тумский* горизонты [Решение..., 1986] могут сопоставляться с ильинским горизонтом только по условиям залегания – необходимые для надежной корреляции палеонтологические или палеоботанические данные пока отсутствуют.

В Нижнем Поволжье выделяется *бакинский* горизонт [Постановления..., 1999], охватывающий почти весь нижний неоплейстоцен и требующий расчленения на более дробные подразделения; при этом покровский и ильинский горизонты, вероятно, отвечают нижнебакинским отложениям.

Оледенение, приуроченное к *донскому горизонту*, сформировало Донской ледниковый язык, а в бассейне Днепра распространилось до широты Чернигова (рис. 1). В Центральных районах оно уверенно выделяется благодаря рославльским (мучкапским) межледниковым отложениям, сохранившимся в остаточных западинах на поверхности морены и надежно идентифицирующимся как по палеоботаническим, так и по микротериологическим данным. За пределами оледенения донскому горизонту отвечает хорошо выраженный горизонт лесса.

На Северо-Западе и Северо-Востоке с донским горизонтом по условиям залегания сопоставляются *урьинские* и *березовские* отложения [Решение..., 1986]; однако, их одновозрастность требует обоснования.

Мучкапский горизонт в Центральных районах является наиболее надежным маркирующим горизонтом нижнего неоплейстоцена. В аллювиальных отложениях он уверенно выделяется по мучкапскому комплексу позднетираспольской микротериофауны [Опорные разрезы..., 1984], а в озерных – по характерным спорово-пыльцевым диаграммам «рославльского типа» и присутствию значительного количества вымерших (до 7%) и внеевропейских (до 15%) форм [Писарева, 1997]. В ряде разрезов наблюдаются два климатических оптимума – глазовский и конаховский, разделенные подруднянским похолоданием перигляциального характера [Бирюков и др., 1992]. Данные, полученные в последнее время Ю.И. Иосифовой и В.В. Писаревой по разрезу Демшинск в Липецкой области [Иосифова, 2002] показывают, что, возможно, в рославльском межледниковье существовал и третий оптимум, в котором среди широколиственных пород преобладает граба (до 25%); наличие третьего оптимума в этом межледниковье давно предполагал А.И. Москвитин [1961]. Однако, В.В. Писарева допускает, что верхняя часть разреза Демшинск может

[1] В.В. Писарева [1997] и ряд других исследователей считают, что акуловское межледниковье и ликовская морена скорее относятся еще к эоплейстоцену.

Таблица 1. Региональная стратиграфическая схема неоплейстоцена Европейской России

Общая стратиграфическая шкала				Изотопно-кислородные стадии	Палеомагнитная шкала	Возраст (млн лет)	Предлагаемая региональная схема		Субрегиональные	
Надраздел	Раздел	Звено	Ступень				Надгоризонт	Горизонт, подгоризонт	Центральных	Надгоризонты, горизонты, подгоризонты
Голоцен				1		0,01		Шуваловский		Шуваловский
ПЛЕЙСТОЦЕН	НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	4	2			Валдайский	Осташковский	Валдайский	Осташковский
			3	3				Ленинградский		Ленинградский
			2	4				Калининский		Калининский
			1	5a-5d				Черменинский		Черменинский
				5e		0,13		Микулинский		Микулинский
		Среднее		6			Среднерусский	Московский	Среднерусский	Московский
				7				Горкинский		Горкинский
								Вологодский		Вологодский
						0,4		Лихвинский		Лихвинский
		Нижнее			более		Мичуринский	Окский	Мичуринский	Окский
								Мучкапский		Мучкапский: верхний, средний, нижний
								Донской		Донской
							Южноворонежский	Ильинский: верхний, средний, нижний	Южноворонежский	Ильинский: верхний, средний, нижний
								Покровский		Покровский
						0,9		Петропавловский		Петропавловский
	Эоплейстоцен	Верхнее			Матуяма					

относиться и к лихвинскому горизонту. Возможно, что третий оптимум рославльского (мучкапского) межледниковья представлен и в разрезе «Смоленский Брод» на границе Смоленской области и Беларуси [Вознячук и др., 1981], который имеет сходную палеоботаническую характеристику; по данным А.Н. Мотузко в нем присутствуют архаичные арвикулы (более древние, чем известные из лихвинских отложений). Очень характерен и соответствующий мучкапскому горизонту *воронский педокомплекс,* который легко узнается в разрезах [Величко и др., 1992]. Некоторые исследователи считают, что похолоданиям внутри мучкапского горизонта соответствовали малые оледенения и что мучкапский горизонт соответствует двум или трем самостоятельным межледниковьям.

Надежные аналоги мучкапских отложений в других районах Европейской России пока не установлены, хотя они хорошо известны и в Беларуси, и в Польше, и в Латвии. Выделенный на Северо-Западе *свирский горизонт* [Решение...,

стратиграфические схемы

районов	Севера и Северо-Запада		Тимано-Печерско-Вычегдского региона		Предуралья		Нижневолжского региона	
Погребенные почвы и лессы								
Современная							Новокаспийский	
Гололобовский ЛК	Валдайский	Осташковский	Валдайский	Полярный	Кудашевский		Хвалынский	Сарпинский
Брянская		Ленинградский		Бызовский	Табулдинский			Енотаевский
Хотылевский		Подпорожский		Лайский	Сайгатский			Терешкинский
Мезинский ПК		Микулинский		Сулинский	?		Хазарский	верхний
Железногорский ЛК	Среднерусский	Московский	Тимано-уральский	Вычегодский	Еловский			нижний
Роменская Орчикский Каменская		Горкинский		Родионовский	?			
Борисоглебский		Вологодский		Печорский	Ларевский			
Инжавинская		Лихвинский		Чирвинский	Бельский		Сингильский	
Коростелевский		Окский	Коми-пермяцкий	Помусовский	Чусовской		Бакинский	верхний
Воронский ПК		Свирский		Вишерский	Чу-атасевский			
Донской		Урьинский		Березовский				
Вершинская								нижний
Ростушский								
Троицкая, Колешнянский, Терновская		Пайский		Тумский				
Тростнянский		Прионежский		Камский	Минзитяровский			
Балашовская		?			Октябрьский		Тюркланский	

1986] по палинологической характеристике стратотипического разреза резко отличается от рославльских отложений – скорее это более древние образования. Палинологическая характеристика *вишерского горизонта* также не дает оснований для сопоставления его именно с рославльским межледниковьем.

Последнее в нижнем неоплейстоцене *окское* оледенение занимало значительно меньшую площадь, чем сетуньское и донское (рис. 1). Окская морена и в Центральном, и в Северо-Западном регионах легко идентифицируется по лихвинским озерным отложениям, залегающим в остаточных западинах на ее поверхности. Развитие этих отложений хорошо маркирует границу распространения окской морены (рис. 2) – так же, как распространение современных озер маркирует границу осташковского оледенения. Южнее мучкапские отложения перекрыты только московской мореной; здесь известны разрезы, в которых присутствуют рославльские и лихвинские отложения, не разделенные мореной (Одинцов-

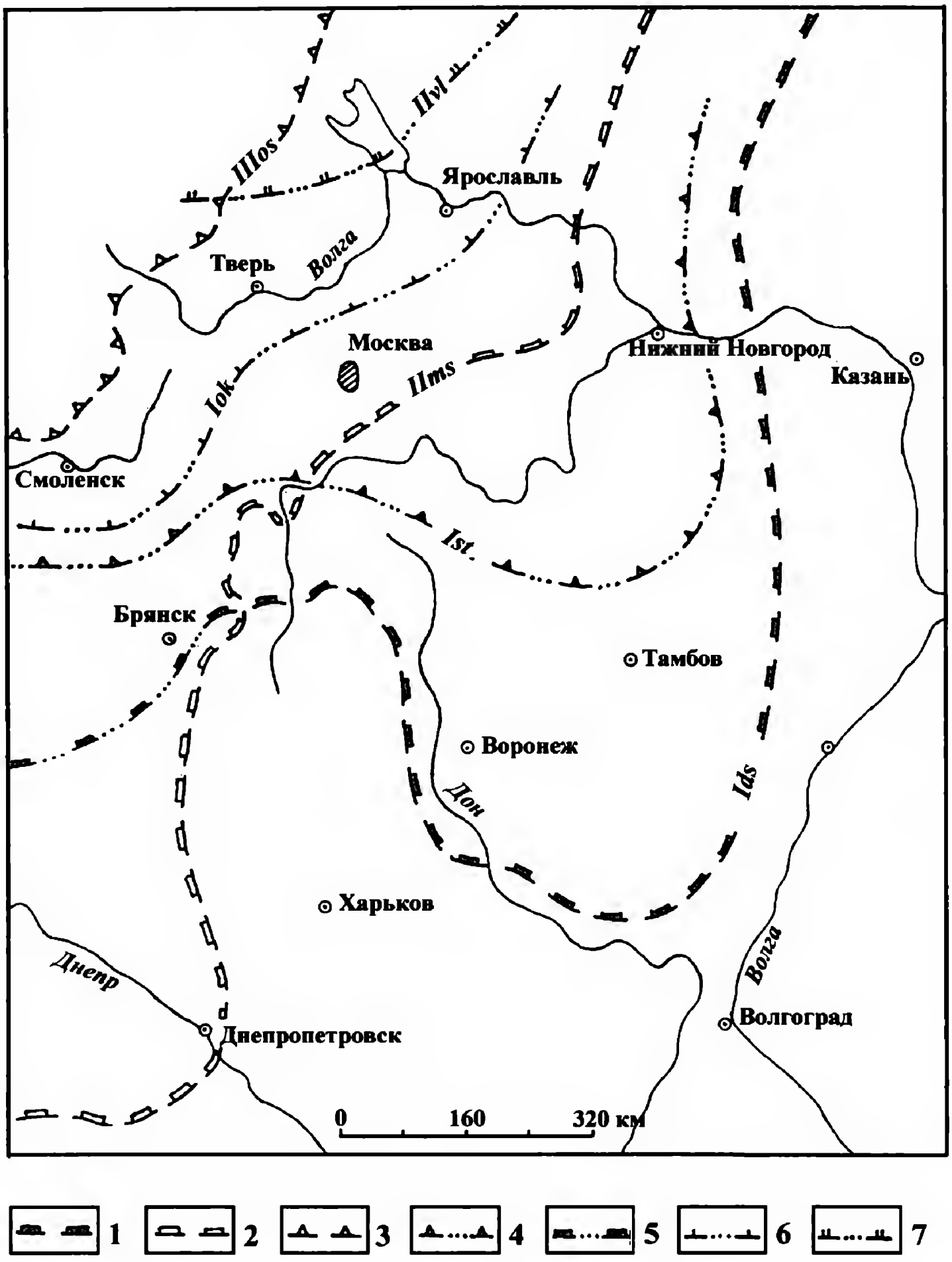


Рис. 1. Распространение оледенений в центре Восточно-Европейской платформы

Границы оледенений: 1 – донского, 2 – московского, 3 – осташковского. Погребенные границы оледенений: 4 – сетуньского, 5 – донского, 6 – окского, 7 – вологодского.

ский страторайон [Бреслав и др., 1979] Балашиха [Писарева и др., 1979])[1]. На северо-востоке окскому горизонту, по-видимому, соответствует *помусовский*, а в Предуралье – *чусовской*; на относящихся к ним моренам залегают межледниковые отложения, сопоставляющиеся с лихвинскими.

За пределами окского оледенения известны аллювиальные и озерные отложения с характерной перигляциальной фауной мелких млекопитающих (*суворовский* комплекс), а также соответствующий им *коростелевский* лесс.

Наиболее дискуссионными являются проблемы корреляции отложений **среднего неоплейстоцена**. Практически никто из исследователей не сомневается, что в среднем неоплейстоцене было по крайней мере два межледниковья и два

[1] Ряд исследователей считает, что окское оледенение распространялось и южнее, достигая долины Оки.

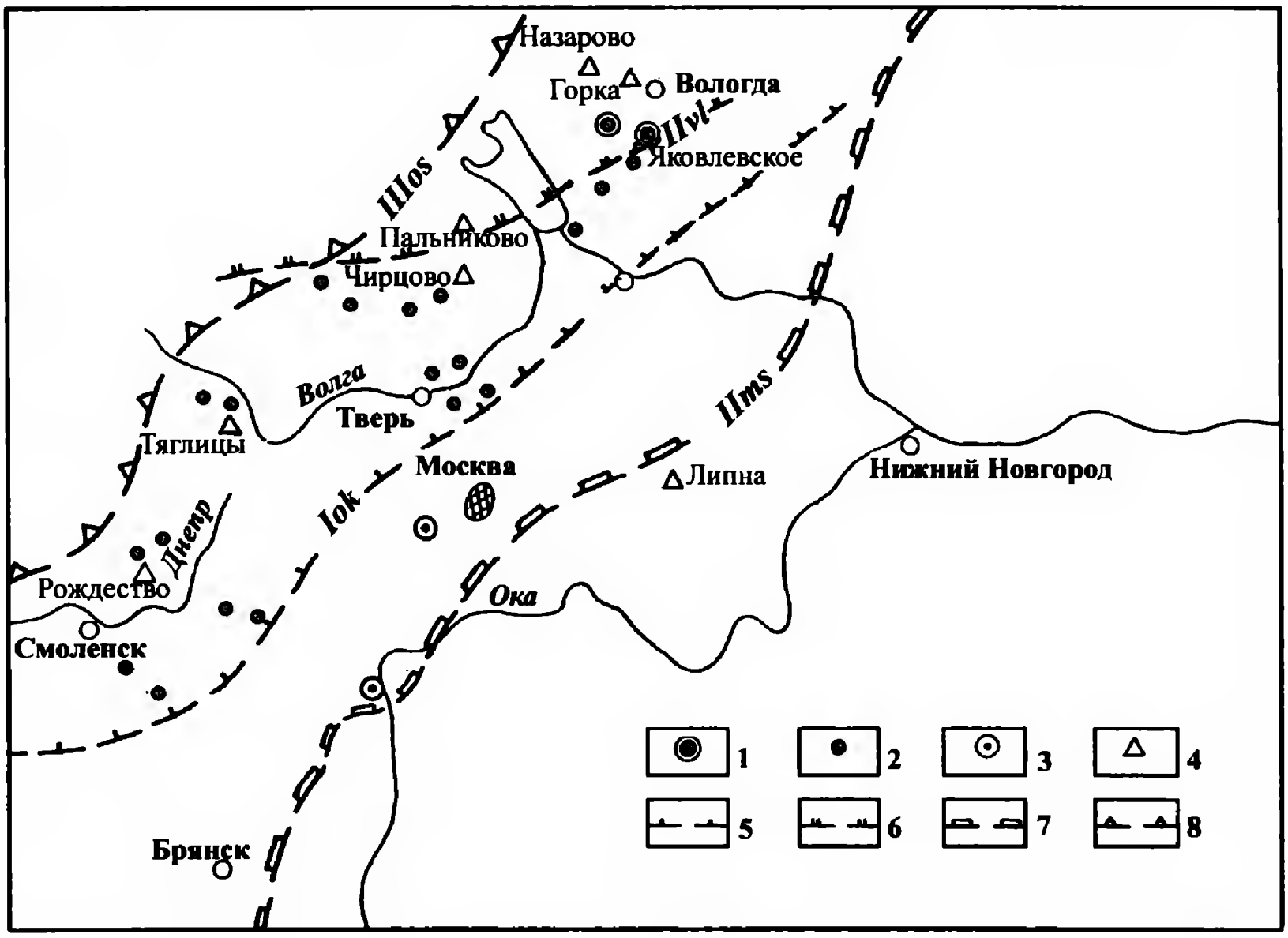


Рис. 2. Палеоботанически изученные разрезы лихвинских и чекалинских (горкинских) межледниковых отложений; границы оледенений

1–2 – лихвинские озерные отложения: 1 – под двумя моренами, 2 – под одной мореной; 3 – лихвинские аллювиальные отложения; 4 – чекалинские (горкинские) отложения. Границы оледенений: 5 – окского, 6 – вологодского, 7 – московского, 8 – осташковского.

оледенения; однако представления о границах распространения этих оледенений принципиально различны.

Первое из межледниковий – *лихвинское* – надежный маркирующий горизонд начала среднего неоплейстоцена; для него характерен *сингильский* комплекс мелких млекопитающих и спорово-пыльцевые диаграммы, отражающие развитие во второй половине климатического оптимума грабово-пихтовых лесов [Гричук, 1986]. Все еще много вымерших (до 6%) и внеевропейских (до 11%) растений, хотя их и меньше, чем в мучкапском горизонте [Писарева, 1997].

Не вызывает сомнения, что в Нижнем Поволжье лихвинскому межледниковью отвечает *сингильский*, на Северо-Востоке – *чирвинский*, в Предуралье – *бельский* горизонты [Решение..., 1986], а в субаэральных отложениях – *инжавинская* ископаемая почва [Величко и др., 1992].

В первой половине среднего неоплейстоцена оледенение, вероятно, распространялось только до северной части Тверской и Ярославской областей (рис. 2); надежно его морена устанавливается в Вологодской области и на севере Тверской области, где в остаточных западинах на ее поверхности залегают отложения послелихвинского (*горкинского*) межледниковья среднего неоплейстоцена. Южнее лихвинские отложения перекрыты только московской мореной, и есть разрезы, в которых отсутствует морена между отложениями лихвинского и горкинского межледниковий [Шик и др., 1998], а в послелихвинских озерных отложениях представлены как криогигратическая, так и криоксератическая фазы первого оледенения среднего неоплейстоцена [Зеликсон, 1985].

Представления о том, что граница оледенения в первой половине среднего неоплейстоцена проходила на севере Ярославской и Тверской областей, подтверждаются и данными Ю.Н. Грибченко [1994] по составу и ориентировке обломочного материала морен. Поэтому в региональной схеме горизонт, соответствующий оледенению первой половины среднего неоплейстоцена, предлагается назвать *вологодским* (как это принято в страти-

графической схеме Северо-Запада), хотя многие исследователи допускают, что это оледенение распространялось значительно южнее. На Северо-Востоке морена этого возраста выделяется как *печорская;* однако, по мнению Ю.Н. Грибченко [1994], иногда в качестве печорских рассматриваются и более древние ледниковые образования. В Предуралье вологодскому оледенению соответствует *ларевский* горизонт [Решение..., 1986], а во внеледниковой зоне – *борисоглебский* лесс.

Горкинское межледниковье пока изучено хуже всех других межледниковий; возможно, это объясняется малой площадью распространения морены предшествующего вологодского оледенения, в остаточных западинах на поверхности которой могли сохраниться полные разрезы этих межледниковых отложений. Стратотип межледниковья – разрез у д. Горка в Вологодской области [Проблемы стратиграфии..., 2000], но более детально разрез, который можно рассматривать как гипостратотип, изучен недавно у д. Пальниково на севере Тверской области (рис. 3). Для этого межледниковья характерно невысокое (до 20–25%) содержание широколиственных пород в климатическом оптимуме и небольшое участие вымерших и внеевропейских видов (в сумме – до 8%). Отложения горкинского межледниковья с такой же палеоботанической характеристикой в центральных районах Европейской России известны и за пределами вологодского оледенения – в частности, в д. Тяглицы [Шик и др., 1998] и у д. Липна. В последнем разрезе для них получены геохронометрические данные (ОСЛ – 196±15 тыс. лет, [Заррина, 1991]; U/Th – 230±20 тыс. лет, [Arslanov et al., 2003]), свидетельствующие об их соответствии 7 изотопно-кислородной стадии. Для более древних отложений однозначное сопоставление с изотопно-кислородной шкалой (ИКШ) пока вряд ли возможно. На Северо-Востоке горкинскому межледниковью отвечают *родионовские* отложения, залегающие между печорской (вологодской) и вычегодской (московской) моренами [Решение..., 1986].

В субаэральных отложениях в среднем неоплейстоцене выше инжавинской почвы и борисоглебского лесса выделяется *каменская* и *роменская* ископаемые почвы, разделенные *орчикским* лессом; последняя из них имеет скорее межстадиальный характер [Величко и др., 1992]. В Чекалинском разрезе им отвечают два потепления, по мнению Н.С. Болиховской [1995] имеющие межледниковый характер. В предлагаемой схеме обе эти ископаемые почвы условно сопоставлены с горкинским межледниковьем; однако, не исключена возможность, что средний неоплейстоцен имеет более сложное строение и охватывает три межледниковья и три оледенения[1].

Последнее оледенение среднего неоплейстоцена выделяется в стратиграфических схемах Центра и Северо-Запада как *московское.* Очень многие данные свидетельствуют, что это оледенение в бассейне Днепра распространялось далеко на юг, образуя Днепровский ледниковый язык. К такому выводу давно пришли А.А. Величко и его коллеги на основании палеопедологических данных [Величко, 1975]; он подтверждается залеганием в остаточных западинах на поверхности верхней морены Днепровского языка микулинских межледниковых отложений (рис. 4), а также результатами ТЛ датирования ледниковых и водноледниковых отложений в карьерах у г.г. Почеп и Клинцы (137–172 тыс. лет). На рисунке хорошо видно, что распространение микулинских озерных отложений четко маркирует положение границы последнего оледенения среднего неоплейстоцена. В настоящее время и ряд украинских исследователей [The Ukraine..., 2001] склоняется к мнению, что морена Днепровского ледникового языка относится к концу среднего неоплейстоцена, так как прилукская почва по палинологическим данным имеет межстадиальный характер, и с микулинским межледниковьем может сопоставляться только первая последнепровская – кайдакская почва[2].

Вероятно, в московском оледенении существовали две крупных стадии; об этом свидетель-

---

[1] В Польше эти три межледниковья сейчас выделяются достаточно уверенно [Linder et al., 1998]. По мнению С.М. Шика, скорее всего вологодское оледенение было вторым, а горкинское межледниковье – третьим в среднем неоплейстоцене и им отвечает орчикский лесс и роменская почва. Первому оледенению среднего неоплейстоцена, не достигавшего центральных районов, может соответствовать борисоглебский лесс, а первому послелихвинскому межледниковью – каменская почва.

[2] С.М. Шик, как и А.А. Величко, считает, что последнее оледенение среднего неоплейстоцена, формирующее Днепровский ледниковый язык, в соответствии с правилами приоритета следовало бы называть днепровским, как это делают многие исследователи. Однако, это вызывает возражения со стороны Б.А. Борисова и Е.П. Зарриной, поскольку многие исследователи до сих пор называют «днепровским» оледенение первой половины среднего неоплейстоцена. Поэтому в региональной схеме за верхним горизонтом среднего неоплейстоцена сохранено название «московский». Очевидно, это вполне допустимо, так как граница оледенения проходит непосредственно южнее г.Москвы, а Одинцовский страторайон можно рассматривать в качестве ареального стратотипа этого горизонта.

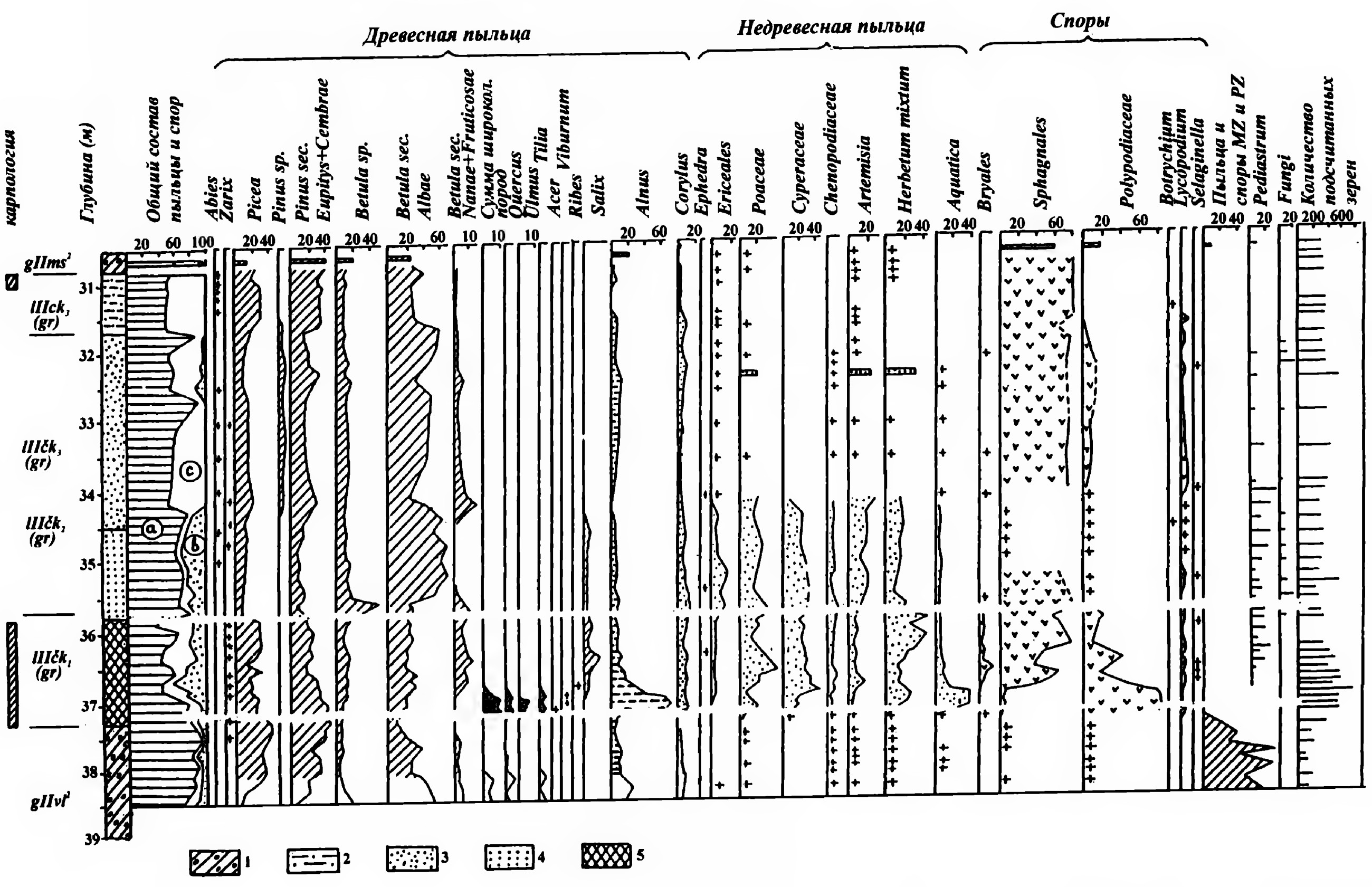


Рис. 3. Спорово-пыльцевая диаграмма межледниковых отложений по скв. 48а у д. Пальниково (Красногорский район Тверской области). Анализы И.М. Осиповой по материалам В.Б. Зверевой.

1 – суглинок моренный, 2 – супесь, 3 – песок мелкозернистый, глинистый, 4 – песок мелко-среднезернистый, глинистый, 5 – сапропелит.

Общий состав пыльцы и спор: a – древесная пыльца, b – недревесная пыльца,c – споры.

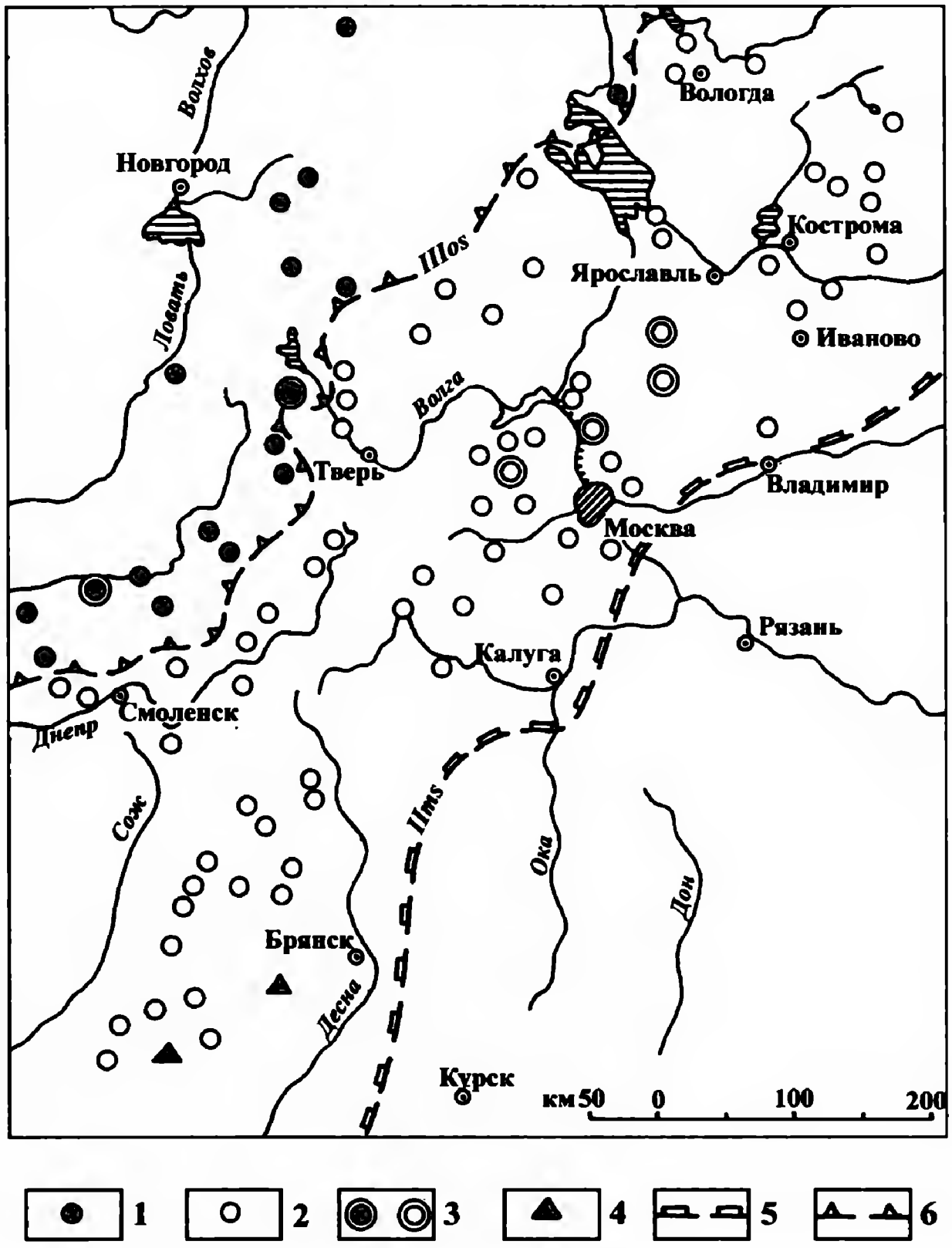


Рис. 4. Палеоботанически изученные разрезы микулинских межледниковых отложений и границы оледенений
1-2 – микулинские озерные отложения: 1 – перекрытые мореной, 2 – не перекрытые мореной; 3 – разрезы, в которых присутствуют отложения средневалдайского (ленинградского) мегаинтерстадиала; 4 – термолюминисцентные датировки. Границы оледенений: 5 – московского, 6 – осташковского.

ствует наличие межстадиальных образований, выделенных В.В. Писаревой [1965] в качестве *костромского интерстадиала* и курской ископаемой почвы [Величко и др., 1992]. Однако, остается дискуссионным вопрос о границах распространения этих стадий; С.М. Шик считает, что, скорее всего, максимальной была вторая стадия, которая и сформировала Днепровский ледниковый язык.

На северо-востоке московскому горизонту отвечает *вычегодский*, в Предуралье – *еловский* [Решение..., 1986], а в субаэральных отложениях – *железногорский* лессовый комплекс [Величко и др., 1992]. Не вызывает сомнения, что московский горизонт соответствует шестой изотопно-кислородной стадии (ИКС).

Выделяющийся в Нижнем Поволжье *нижнехазарский подгоризонт* [Постановления..., 1999], очевидно, отвечает трем горизонтам среднего неоплейстоцена – вологодскому, горкинскому и московскому, т.е. всему *среднерусскому надгоризонту*; в таком ранге это подразделение следовало бы рассматривать и в субрегиональной схеме, выделив в нем горизонты, соответствующие климатолитам.

Залегающий в основании **верхнего неоплейстоцена** *микулинский горизонт* является одним из самых надежных маркирующих горизонтов

неоплейстоцена. Для него характерна четкая последовательность смены фаз развития древесной растительности (дуб и вяз – липа – граб) и очень высокое содержание на рубеже двух первых фаз пыльцы ольхи и орешника, часто превышающее в 5–6 раз содержание остальной древесной пыльцы [Гричук, 1986].

На северо-востоке микулинскому горизонту отвечает *сулинский*, а в Нижнем Поволжье – *верхнехазарский подгоризонт*, который следовало бы перевести в ранг горизонта[1]. В субаэральных отложениях к микулинскому горизонту относится нижняя часть мезинского педокомплекса – *салынская* ископаемая почва [Величко и др., 1992]. Как в России, так и за рубежом существуют разные точки зрения на объем микулинского горизонта (эема): одни исследователи сопоставляют его с подстадией 5e ИКШ, другие считают, что он отвечает всей пятой стадии. С.М. Шик и Е.П. Заррина придерживаются первой точки зрения, так как подстадия 5d отвечает глубокому похолоданию (об этом, в частности, свидетельствует полное исчезновение диатомей в Байкальской записи), а уровень моря даже в «теплые» этапы (5c-5a) был на 15–20м ниже современного. Однако, Б.А. Борисов считает возможным трактовать всю пятую стадию как межледниковую.

Вышележащий *валдайский надгоризонт* отвечает одной ледниковой эпохе, по продолжительности (около 90 тыс. лет) мало отличающейся от других ледниковых эпох. Однако, ранняя и поздняя стадии этой эпохи, соответствующие четвертой и второй ИКС, разделены мегаинтерстадиалом (третья ИКС) по продолжительности (более 25 тыс. лет) не уступающим некоторым межледниковьям; в это время потепления чередовались с похолоданиями, но климат был холоднее современного. Своеобразные условия существовали и в период, соответствующим подстадиям 5d-5a, когда похолодания тоже чередовались с потеплениями (даже более значительными, чем в среднем валдае). Ю.А. Лаврушин [Лаврушин и др., 2002] предложил выделить это время в качестве *эовалдая*. С.М. Шик и Е.П. Заррина считают, что этот интервал разреза не следует включать ни в микулинский, ни в калининский горизонты и выделить его и в региональной схеме, и в субрегиональной схеме Центральных районов в качестве самостоятельного горизонта, который можно было бы назвать *черменинским* – по разрезу у д. Черменино близ г. Рыбинска, где выше микулинских отложений наблюдаются два хорошо выраженных межстадиала [Заррина и др., 1989]. Очевидно, его аналоги можно выделить и в схемах других регионов[2]. В то же время в качестве первой ступени верхнего неоплейстоцена следует рассматривать всю пятую зону ИКШ (включая и микулинский, и черменинский горизонты). В субаэральных отложениях черменинскому горизонту соответствует верхняя часть *мезинского педокомплекса – севский лесс* и *крутицкая почва* [Величко и др., 1992].

Выше в предлагаемой схеме, как и существующих региональных схемах, предлагается выделить три горизонта, соответствующие раннему, среднему и позднему валдаю.

Остро дискуссионным остается вопрос о границах распространения оледенения в ранневалдайское время. Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в центральной части Восточно-Европейской платформы в ранневалдайское время оледенение занимало меньшую площадь, чем в поздневалдайское, хотя по этому поводу имеются и другие мнения. К югу от границы осташковского оледенения микулинские отложения не перекрыты мореной (рис.4), хотя иногда за нее принимают солифлюкционные отложения, развитые в краевой части западин и отсутствующие в их центральной части. Севернее известны разрезы, в которых отсутствует морена между микулинскими и средневалдайскими отложениями – в том числе разрезы у д. Коневич в Смоленской области [Лийвранд, 1985] и у г. Колпино [Ауслендер и др., 1998]. Последний свидетельствует, что в ранневалдайское время оледенение не распространялось южнее Санкт-Петербурга. В то же время не исключена возможность, что на северо-востоке в ранневалдайское время оледенение занимало большую площадь, чем в поздневалдайское.

В стратиграфической схеме Северо-Запада [Решение..., 1986] ранневалдайская морена названа *подпорожской*; однако, нет доказательств, что морена у г. Подпорожье имеет ранневалдайский возраст. Поэтому в межрегиональной схеме предлагается выделить *калининский горизонт*, принимая за его стратотип озерные отложения ранневалдайского времени. Калининский горизонт отвечает изотопно-кислородной стадии 4. В субаэральных отложениях ему соответствует *хотылевский лесс* [Величко и др., 1992].

Горизонт, отвечающий средневалдайскому мегаинтерстадиалу, в региональной схеме пред-

[1] Б.А. Борисов считает, что этот стратон лучше оставить в ранге подгоризонта.

[2] По мнению Б.А. Борисова, черменинский горизонт, также как и микулинский (s.s.), следует рассматривать в ранге подгоризонтов в составе карангатского горизонта, который выделяется в морских отложениях Черного моря. Карагант по А.Л. Чепалыге [1988] соответствует 5 изотопно-кислородной стадии и микулинскому (s.l) межледниковью.

лагается именовать *ленинградским;* стратотип – разрез скважины на Гражданском проспекте в г. Санкт-Петербурге. На северо-востоке отложения этого возраста выделяются как *бызовские*, в Предуралье – как *табулдинские*, а в Нижнем Поволжье – как *енотаевские* [Решение..., 1986]. Ленинградский горизонт соответствует третьей изотопно-кислородной стадии; в субаэральных отложениях ему отвечает *брянская* ископаемая почва [Величко и др., 1992].

Граница распространения оледенения в поздневалдайское (*осташковское*) время в центральной части Восточно-Европейской платформы прекрасно выражена в рельефе по широкому развитию озер и разногласий не вызывает; однако, положение этой границы на северо-востоке остается дискуссионным. Там аналогом осташковского горизонта является *полярный*, в Предуралье – *кудашевский*, а в Нижнем Поволжье – *сарпинский* [Решение..., 1986]. Они отвечают второй изотопно-кислородной стадии; в субаэральных отложениях им соответствует *гололобовский* лессовый комплекс.

Целесообразно затронуть и вопрос о наименовании в региональной схеме горизонта, соответствующего голоцену (в схемах 1982 г. он не имел географического названия). Для него можно было бы использовать название *шуваловский*, предложенное сотрудниками лаборатории эволюционной географии ИГ РАН (А.А. Величко и др.) по хорошо изученному Шуваловскому болоту в Ленинградской области.

Представляется, что имеющиеся разногласия во вопросу о границах распространения оледенений не являются препятствием для утверждения предлагаемой межрегиональной схемы, так как не вызывает сомнений, что стратотипы предлагаемых горизонтов относятся именно к этим интервалам разреза.

В таблице 2 приводится возможный вариант сопоставления Межрегиональной схемы неоплейстоцена Европейской России со схемами других ледниковых регионов Европы.

В случае утверждения межрегиональной схемы неоплейстоцена Европейской России следовало бы на ее основе продолжить работу по унификации региональных стратиграфических схем. Как видно из вышеизложенного, для среднего и верхнего неоплейстоцена межрегиональная корреляция может быть проведена практически однозначно; поэтому можно было бы полностью унифицировать наименования горизонтов для среднего и верхнего неоплейстоцена, сохранив принятые сейчас названия только в местных схемах (в качестве свит или стратогенов). Существенного уточнения и детализации требуют стратиграфические схемы Нижнего Поволжья и Приуралья, где пока не выделены горизонты, соответствующие многим климатолитам.

Литература

Алексеев М.Н., Габлина С.С., Горецкий К.В. и др. Стратиграфия и геологические события среднего и позднего плейстоцена Подмосковья. // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1998. С. 15–24.

Ауслендер В.Г., Плешивцева Э.С., Горшкова С.С. Озерные бассейны среднего валдая на территории г.Санкт-Петурбарга и его окрестностей // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. С-Пб.: Наука, 1998. С. 99–111.

Бирюков И.П., Агаджанян А.К., Валуева М.Н. и др. Четвертичные отложения Рославльского стратотипического района // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии РАН, 1992. С. 152–180.

Болиховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во Моск. университета, 1995. 270 с.

Бреслав С.Л., Валуева М.Н., Маудина М.И. Новые данные по одинцовскому стратотипическому разрезу // Докл. АН СССР, 1979, т. 248, №1. С. 161–166.

Величко А.А. Проблемы корреляции плейстоценвых событий в ледниковой, перигляциально-лессовой и приморской областях Восточно-Европейской равнины // Проблемы палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. М.: ИГ АН СССР, 1975. С. 7–25.

Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. и др. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: Институт географии, 1992. С. 115–140.

Верхний плиоцен бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Из-во ВГУ, 1985. 144 с.

Вознячук Л.Н., Санько А.Ф. Опорный разрез плейстоцена в урочище Смоленский Брод // Комплексное изучение опорных разрезов нижнего и среднего плейстоцена Европейской части СССР. М.: Росгеолфонд, 1981. С. 50–54.

Грибченко Ю.Н. Динамические особенности среднеплейстоценовых ледниковых покровов на территории Русской равнины (по литологическим данным) // Известия РАН. Сер. геогр. 1994, № 4. С. 91–99.

Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Недра, 1986. 183 с.

Заррина Е.П., Краснов И.И., Малаховский Д.Б. и др. Климатические ритмы позднего плейстоцена //

Таблица 2. Сопоставление региональной схемы неоплейстоцена Европейской России со схемами других ледниковых регионов Европы

ПМ	ИКС	Раздел	Региональная схема Европейской России		Беларусь		Литва	Польша	Северная Европа	
Брюнес	1	Голоцен	Шуваловский							
	2	Неоплейстоцен	Валдайский н/г	Осташковский	Поозерский		Нямунас	Висла	Вейхзель	
	3			Ленинградский						
	4			Калининский						
	5a-d			Черменинский						
	5e		Микулинский		Муравинский		Мяркине	Эем	Эем	
	6		Московский		Днепровский		Мядининкай	Варта	Заале	Варта
	7		Горкинский		?		Снайгупеле	Любава		Трене
			Вологодский				Жемайтия	Одра		Фюне
			Лихвинский		Александрийский		Бутенай	Мазовец	Гольштейн	
			Окский		Березинский		Дайнава	Вилга (Сан-2)	Эльстер	
			Мучкапский		Шкловский н/г	Витебский	«Тургяляй» (разрез Жидиня в Латвии)	Фердинандув	Нордбергум	
						Западнодвинский				
						Могилевский				
						Нижнинский				
						Беловежский				
			Донской		Ясельдинский		Дзукия	Южнопольское (Сан-1)	Оледенение С	
			Ильинский	Верхний	Корчевский		Бине	Пшасныш	Розмален	
				Средний	Наревский		Нальшя	Нида	Оледенение В	
				Нижний	?		Каменай	Подлясе (августов)	Вестерховен	
			Покровский				Кальвяй	«Нарев»	Оледенение А	
Матуяма		Эоплейстоцен	Петропавловский		Ружанский (?)		?	?	Ваарденбург	

Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука, 1989. С. 47–58.

Заррина Е.П. Четвертичные отложения северо-западных и центральных районов европейской части СССР. Л.: Недра, 1991. 187с.

Зеликсон Э.М. Смена лесных ценотенотических комплексов на протяжении плейстоценового климатического ритма (на примере Центра Русской равнины) // Палинология четвертичного периода. М.: Наука, 1985. С. 45–67.

Иосифова Ю.И. Климатостратиграфия среднего плейстоцена (среднего и верхнего неоплейстоцена) бассейна Верхнего Дона // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 95–97.

Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы по палеоботаническим данным. Вильнюс: Academia, 1995. 213 с.

Красненков Р.В., Агаджанян А.К., Казанцева Н.Е. и др. Стратотипический разрез ильинского горизонта // Стратиграфия фанерозоя Центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 97–122.

Красненков Р.В., Иосифова Ю.И., Семенов В.В. Бассейн Верхнего Дона – важнейший страторегион нижней части среднего плейстоцена (нижнего неоплейстоцена) России // Четвертичная геология и палеогеография. М.: ГЕОС, 1997. С. 82–96.

Красненков Р.В., Семенов В.В., Поспелова Г.А. и др. Опорный разрез нижнеплейстоценовой лессовой формации (Лог Красный – Верхний Дон) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999, т. 7, № 4. С. 85–95.

Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Холмовой Г.В. Календарно-событийная стратиграфия позднего неоплейстоцена // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 143–145.

Лийвранд Э. К методике палинологических исследований отложений межледниковых и ледниковых эпох на примере разреза Коневич в Смоленской области // Известия Академии наук Эстонской ССР. Геология. 1985. Т. 34, № 1. С. 18–21.

Маудина М.И., Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю. Одинцовский стратотип в свете новых данных // Докл. АН СССР, 1985. Т. 284, № 5. С. 1195–1199.

Москвитин А.И. «Теплые» и «холодные» межледниковья как основа стратиграфического подразделения плейстоцена // Материалы совещания по изучению четвертичного периода. Т.1. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 41–52.

Опорные разрезы нижнего плейстоцена бассейна Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1984. 212 с.

Писарева В.В. Интерстадиальные образования эпохи московского оледенения и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений западной части Костромской области // Сборник статей по геологии и гидрогеологии, вып. 4. М.: Недра, 1965.

Писарева В.В. Межледниковые отложения района г.Лукоянова // Стратиграфия фанерозоя Центра Восточно-Европейской платформы. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 82–96.

Писарева В.В. Флора и растительность межледниковий раннего и среднего плейстоцена Центральных районов Восточной Европы // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 124–133.

Писарева В.В., Величкевич Ф.Ю., Шик С.М. Межледниковые отложения в районе г. Балашиха // Докл. АН СССР, 1979. Т. 248, №1. С. 185–190.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып. 31. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999. С. 26–29.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий, вып.33. С-Пб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. С. 36–37.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России) // Материалы международного симпозиума. М.: ГЕОС, 2000. 99 с.

Решение 2-го Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Восточно-Европейской платформы. Л.: ВСЕГЕИ, 1986. 157 с. + 11 прил.

Фурсикова И.В., Писарева В.В., Якубовская Т.В. и др. Опорный разрез плейстоцена у д.Окатово в Западном Подмосковье. М.: Росгеолфонд, 1992. С. 59–82.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря // Четвертичная геология и палеогеография России М.: ГЕОС, 1998. С. 196–201.

Четвертичная система (полутом 1). М. Недра, 1982. С 145.

Шик С.М., Писарева В.В. Основные закономерности распространения плейстоценовых озер на Восточно-Европейской равнине. Хроностратиграфические подразделения плейстоцена // История плейстоценовых озер Восточно-Европейской равнины. СПб.: Наука, 1998. С. 8–23.

Шик С.М., Борисов Б.А., Заррина Е.П. О проекте межрегиональной стратиграфической схемы неоплейстоцена Восточно-Европейской платформы и совершенствованию стратиграфических схем // Материалы Третьего Всероссийского совещания по изучению четвертичн. периода. Смоленск. 2002. С. 125–129.

Arslanov Kh.A., Kuznetsov V. Yu., Maksimov F.E. et al. On the age of interglacial peat and gyttja deposits in the sections on the Lipna River and Jrkineevo River determined by uranium – thorium isochron metod // Soess and Paleoenvironment. Abstracts and Field Excursion Luidbook. M. LEOS, 2003. P. 9.

Linder L., Marciniak B. The occurrence of four intergacials younger than the Sanian 2 (Elsterian 2) Glaciation in the Pleistocene of Europe // Acta Geologica Polonica. Vol. 48, № 3, 1998. P. 247–263.

The Ukraine Quaternary Explored: the Middle and Upper Pleistocene of the Middle Dnieper Area and its importance for East-West European correlation. Excursion Guide. Kyiv: Jnstitute of Geological Sciences NASU, 2001. 63 p.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

О РАБОТЕ КОМИССИИ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (1999-2002гг.)

И.М. Хорева

Комиссия РАН по изучению четвертичного периода при ОНЗ проводит научно-организаторскую и координационную работу в области исследования геологии и истории четвертичного периода. Комиссия реально осуществляет принцип комплексного решения ряда проблем, стоящих на стыке многих родственных дисциплин: геологии, палеогеографии, геохронологии, палеонтологии, археологии, палеопедологии, геохимии, мерзлотоведения и т.д.

Настоящий отчет посвящен основным направлениям деятельности Комиссии за 1999–2002 гг.

Комиссия ежемесячно (за исключением времени полевого сезона) проводила текущие научные заседания, на которых было заслушано более 30 докладов по различным аспектам четвертичного периода. Доклады касались как региональных, так и глобальных проблем квартера. одно из главных направлений изучения четвертичного периода – стратиграфия и геохронология. В этом отношении интересны доклады, сделанные от имени коллективов исследователей, состоящих из разных специалистов, что обеспечило мультидисциплинарный подход к обсуждаемой проблеме. Сотрудники института географии (А.А. Величко, К.В. Кременецкий, О.К. Борисова, Э.М. Зеликсон, Е.Ю. Новенко, В.В. Писарева, Ю.Н. Грибченко, С.Н. Тимирева) выступили с сообщениями «Результаты палеогеографических исследований донских отложений Галичского озера (особенности седиментации и палеогеографические реконструкции)».

Интересные и своевременные исследования проводятся палеонтологами о перспективах изучения ДНК крупных млекопитающих четвертичного периода: методы и первые результаты. (Г.С. Раутиан из Палеонтологического института РАН). Это анализ костей на генетическом уровне. Анализировались кости 6 мамонтов. 2 мамонта оказались близки к современным индийским слонам, а 4 – ближе к африканским. Молекулярный анализ ископаемых костей показал, что мастодонты и слоны разошлись значительно раньше (в 2 раза), чем об этом свидетельствовал систематический анализ.

Несколько заседаний было посвящено проблемам палеомагнетизма (Г.А. Поспелова, Г.З. Гурарий, В.И. Багин, А.В. Гарбузенко, В.М. Трубихин, Х. Назаров).

Не забыты и проблемы мерзлотоведения. Слушали сообщение об эволюции криолитозоны Западной Сибири в плейстоцене.

Интересные сообщения были о глобальных проблемах. В.А. Большаков из МГУ рассказал о развитии новой астрономической теории палеоклимата: некоторые палеогеографические следствия. В настоящее время получены данные, которые противоречат теории Миланковича. О проблемах выживания человечества сообщил В.А. Зубаков, который считает, что человечество находится уже в настоящее время в катастрофическом положении.

Чрезвычайно важным в деятельности Комиси явилась организация не только ежемесячных научных заседаний, но и организация научных совещаний и симпозиумов.

С 23 по 28 июня 2000г. прошел Международный симпозиум «Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Северо-Запада России (Вологодский регион)»в г. Кириллове. Международный симпозиум, приуроченный к 300-летия горно-геологической службы России, был организован Комиссией РАН по изучению четвертичного периода по инициативе Петербургской комплексной геологической экспедиции при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Управления по геологии и использованию недр администрации Вологодской области. К симпозиуму были изданы материалы, содержащие новейшие данные о строении четвертичных отложений, геоморфологии и истории развития озер, а также объектов полевых экскурсий. В работе симпозиума приняли участие 52 специалиста из Москвы, Санкт-Петербурга, Вологды, Череповца, Ярославля, Архангельска, Сыктывкара, Петрозаводска. Кроме того, присутствовали 17 исследователей из Эстонии, Латвии, Литвы, Польши и Финляндии.

Проблемы стратиграфии четвертичных отложений ледниковой области чрезвычайно дискус-

сионны. В ходе работы симпозиума было установлено несколько приоритетных направлений исследования стратиграфии четвертичного периода ледниковой области Европейской России:

1. Создание событийно-календарной стратиграфической схемы позднего плейстоцена.

2. Уточнение границ оледенений, их возраста и создание гляциодинамических схем развития ледниковых покровов.

3. Разработка детальной стратиграфической ледниковой истории нижнего и среднего плейстоцена Европейской России.

Во время работы симпозиума были проведены три геологические экскурсии.

В июле месяце 2001 г. в г. Ярославле был проведен симпозиум «Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и геоэкологии Ярославского Поволжья». Симпозиум был организован Комиссией РАН по изучению четвертичного периода при участии Комитета природных ресурсов по Ярославской области и поддержке Администрации Ярославской области, а также Министерства природных ресурсов Российской Федерации, Департамента природных ресурсов по Центральному региону и Российского фонда фундаментальных исследований. К симпозиуму был издан сборник материалов по обсуждавшимся проблемам.

В симпозиуме приняли участие исследователи Ярославщины и смежных областей: из Москвы, Санкт-Петербурга, Сыктывкара, Саранска, Череповца. Всего 51 специалист.

Проведены три научные экскурсии с осмотром принципиально важных разрезов четвертичных отложений в окрестностях Рыбинска, Углича и Ростова.

В результате работы симпозиума было установлено, что существующая стратиграфическая схема четвертичных отложений недостаточно обоснована (за исключением позднего неоплейстоцена и голоцена).

Первоочередными задачами изучения четвертичных отложений в данном регионе являются:

1. Реконструкция границ распространения и динамики ледниковых покровов разного возраста; проведение кинематостратиграфического картирования.

2. Проведение исследований по уточнению и дополнительному обоснованию региональной и местной стратиграфических схем квартера, имея в виду при этом более широкое использование современных физических методов изучения как стабильных, так и радиоактивных изотопов и методов структурной геологии для уточнения условий залегания отдельных горизонтов четвертичных отложений. Было рекомендовано более активно проводить работу по разработке календарно-событийной стратиграфии позднего неоплейстоцена, а также более детального изучения голоцена.

3. Изучение роли неотектоники и экстремальных геологических событий разного типа, сказывающихся на четвертичных отложениях и их значении для современной хозяйственной деятельности.

4. Анализ закономерностей размещения полезных ископаемых и выделение перспективных площадей на основе комплексного использования всей геоморфологической, гляциодинамической, неотектонической, геофизической и другой информации с подготовкой соответствующих прогнозных карт.

В заключении было отмечено:

1. Необходимо создать рабочую экспертную группу по анализу имеющейся палеоботанической информации по опорным разрезам плейстоцена и просить В.В. Писареву организовать ее работу, а результаты доложить в 2002г. на совместном заседании Комиссии РАН по изучению четвертичного периода, Региональной комиссии МОК и Палинологической комиссии. Эта работа была проведена и соответствующий доклад был заслушан.

2. Необходимо в 2001г. провести дополнительное изучение разреза на правом берегу Волги между г. Рыбинском и д. Черменино с использованием структурно-геологических методов для определения условий их залегания, что может способствовать созданию принципиально новой концепции формирования развитых в этом районе четвертичных образований. Частично эти материалы публикуются в настоящем Бюллетене в статье А.И. Лобанова.

3. Перспективным является развертывание исследований по детальному фациальному анализу флювиогляциальных отложений.

2–9 сентября 2002г. в г. Смоленске было проведено III Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. В организации совещания приняли участие: Геологический институт РАН, Смоленский государственный университет при содействии Администрации Смоленской области, Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды по Смоленской области и Российский фонд фундаментальных исследований. Большую помощь в подготовке совещания оказал Смоленский гуманитарный университет и Национальный парк «Смоленское Поозерье».

К совещанию изданы геологические материалы, сборник статей по четвертичным отложени-

ям, экологии и полезным ископаемым Смоленской области и путеводитель экскурсий.

В совещании приняли участие 131 специалист из 15 городов Российской Федерации, а также из Беларуси, Украины, Эстонии.

Была проведена 2-х дневная научная экскурсия, во время которой были осмотрены разрезы ледниковых и межледниковых образований и характерные формы ледникового рельефа. В отличие от предыдущих совещаний, принципиально новым явилось организация, помимо традиционных секций, 5 специальных симпозиумов. Симпозиумы были посвящены исключительно приоритетным проблемам четвертичного периода.

Всероссийские совещания собираются один раз в четыре года.

Третье Всероссийское совещание позволило выявить основные современные тенденции в развитии учения о четвертичном периоде. В области разработки стратиграфических проблем основное внимание уделяется биостратиграфическому обоснованию региональных стратиграфических схем. В особенности это относится к региональной схеме Урала, где в последние годы в различных районах обнаружено много местонахождений фауны мелких млекопитающих, что позволило дать отсутствующее почти нацело ранее биостратиграфическое обоснование региональной стратиграфической схемы. В настоящее время в эоплейстоцене Урала и Зауралья выделены два горизонта, а в неоплейстоцене 14 горизонтов.

Продолжались исследования по созданию опорных разрезов плейстоцена и голоцена в различных районах Европейской части России, Сибири и Якутии.

Важным моментом явилось включение в стратиграфо-корреляционные исследования результатов существенно уточненной палеомагнитной шкалы в хроне Брюнес. Наметился четкий тренд к увеличению общего числа экскурсов (в хроне Брюнес) по крайней мере до 20, а не 12–13, как было ранее.

В стратиграфических исследованиях чрезвычайно широко используются диатомеи, герпетофауны, впервые хирономиды, а также, особенно в локально-корреляционных целях, внеземные и импактные железистые и стекловидные сферулы.

В данном обзоре следует подробнее остановиться на полученных новых данных по палеоклиматическим сигналам в плейстоценовых отложениях Байкала (по данным диатомового анализа). Было зафиксировано два климатических рубежа, датируемых 1,796 млн лет и 2,5 млн лет. Эти два рубежа хорошо коррелируются с глобальными похолоданиями климата. При этом к рубежу 2,5 млн. лет приурочено исчезновение двух родов диатомей.

В эпоху Брюнес в байкальских отложениях обнаружено 19 интервалов, соответствующих морским изотопно-кислородным стадиям: 9 холодных ледниковых и 10 теплых межледниковых интервалов. В целом для эпохи Брюнес выделена 31 диатомовая зона. Выделено также 4 крупных этапа в развитии диатомей в эпоху Брюнес.

Большим достижением в области стратиграфии явилась демонстрировавшаяся на Совещании Межрегиональная стратиграфическая схема неоплейстоцена, хотя и содержащая ряд дискуссионных вопросов.

Несмотря на наличие ряда успехов в области стратиграфии, все еще остается ряд сложных вопросов. К ним, в частности, относятся корреляция ледниковых, аллювиальных и лессовопочвенных отложений в неоплейстоцене, границы оледенений и их возраст, проблема соотношения биостратиграфических данных с климатом и палеомагнетизмом и т.д.

При палеогеографических исследованиях уделяется много внимания колебанию уровня озер, реконструкции природной среды на археологических памятниках различного возраста, а также геохронологическому исследованию природных событий и геологической истории первобытного человека. Особый интерес вызвали новые данные по верхнепалеолитическому памятнику Костенки 14, где по достоверным геохронологическим материалам устанавливается 3 культурных горизонта.

Большой интерес представили материалы о дилювиальных потоках – фландстримах в горах Алтая и Тувы, возникающие при прорывах подпрудных озер.

Много внимания нашими исследователями уделяется палеопедологии в различных районах Русской равнины, что позволяет делать выводы о природной среде в различные этапы неоплейстоцена.

Значительный интерес представляют работы экологического и эколого-палеогеографического плана. Эти исследования могут быть подразделены на несколько направлений. Первое из них – реконструкция этапов крупных половодий на реках Русской равнины. Так были установлены подобные гидрологические события в следующие интервалы голоцена: 6500–6100, 4600–4200, 2800–2500, 700–300 лет назад. Второе направление – влияние человека на флювиальный седиментогенез. Сведение лесов, появление пашен увеличивали снос в днища долин грязевого материала, что способствовало формированию специфического пойменного аллювия. Третье на-

правление – локальное достаточно быстрое самоочищение Ладожского озера.

В области литологии в последние годы было проведено сравнительно мало интересных исследований. Среди них стоит упомянуть лишь некоторые. Это прежде всего установленные новые детальные фациальные особенности осташковских ледниковых отложений Кольского полуострова и процессов дегляциации. В Псковской области достаточно детально изучен комплекс фаций мертвого льда. Были также получены новые данные о вещественном составе ленточных глин Невской, Волхов-Ильменской и Псковско-Ильменской низин.

Во внеледниковой зоне были получены литологические и биостратиграфические данные о травертинах Тарбагатая. На основе последних возраст их был определен как позднечетвертичный, а не как олигоцен-миоценовый.

Наконец, среди работ литологической направленности следует упомянуть исследования, проведенные на Сахалине. Была выяснена специфика осадконакопления и разные источники сноса материала на восточном и западном побережьях Сахалина.

Достаточно много новых данных появилось по неотектонике. В частности, четвертичные отложения Окско-Цнинского вала рассматриваются как индикатор тектонического развития.

Изучение беломорской депрессии показало, что между Кольским полуостровом (Терский берег) и Зимним берегом в интервале беллинг-аллерод (12500–11000 л. н.) существовала сухопутная перемычка. В аллероде в ходе тектонических процессов эта перемычка была разрушена и в беломорскую депрессию стали поступать морские воды.

Рассматривались также геодинамические аспекты морфологических структур северо-восточной части Балтийского щита, неотектоника Волжско-Уральской антеклизы, важные данные получены по разрывным нарушениям и линеаментам платформ и их учете при инженерных изысканиях.

Совещание отметило:

1. Несмотря на недостаточное финансирование геологических работ и научных исследований, после предыдущего совещания (Санкт-Петербург, 1998 г.) получено много принципиально новой информации по стратиграфии и палеогеографии четвертичного периода. Уточнены представления о корреляции отложений ледниковой и перигляциальной областей, а также морских и континентальных отложений. Был создан и представлен проект Межрегиональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской России.

2. На совещании была отмечена необходимость проведения работ по уточнению межрегиональной корреляции стратиграфических схем, ревизии ряда стратиграфических подразделений. Совещание считает необходимым продолжить исследования по детализации региональных стратиграфических схем, в особенности эоплейстоцена, а также нижнего и среднего неоплейстоцена.

Были признаны первостепенными и заслуживающими особого внимания: а) вопросы гляциоморфологии и реконструкции ледниковых покровов, а также проблемы их датирования; б) развитие исследований многолетней мерзлоты и, в частности, диагностики пластовых льдов; в) проблема изучения длительности теплых и холодных интервалов неоплейстоцена.

Было выражено пожелание о более широком привлечении к работе подобных Совещаний исследователей четвертичных отложений океанов и особенно исследователей шельфов.

Следует считать перспективным ряд приоритетных фундаментальных проблем междисциплинарного типа с привлечением ученых различных специальностей.

3. В настоящее время одной из приоритетных проблем становится разработка и корреляция детальной стратиграфической шкалы квартера различных геоструктурных частей земной коры и корреляция происходивших в них важнейших природных событий. В этом отношении имеется в виду прежде всего работа по геотраверсу континент – шельф – океан. Наиболее актуальными явились бы исследования по профилю: западная часть Арктического океана – Баренцево море – Восточно-Европейская платформа – Скифская плита – Каспийское море с привлечением широкого круга морских геологов.

4. Считать приоритетной проблему экстремальные и катастрофические природные события различного таксономического ранга и их экологические последствия. Главное внимание в этом направлении исследований будет уделено разработке соответствующих прогнозов в развитии природной среды, учет которых может оказаться в конечном итоге важным для народохозяйственной деятельности и благоприятного существования человечества.

Основная направленность исследований будет концентрироваться в следующем:

Выделение в геологической истории плейстоцена-голоцена различного таксономического ранга экстремальных и катастрофических событий, главным образом тектонической и климатической природы. Анализ ритмики выделенных событий и их соотношения с событиями и процессами иной, большей длительности.
Изучение причин катастрофических событий.
Реконструкции состояния среды и экологической обстановки, оценка влияния на них рассматриваемых событий.
Изучение влияния рассматриваемых событий на миграцию, расселение и жизнедеятельность человеческих сообществ; познание причинно-корреляционных связей между экстремальными природными событиями в различных геоструктурных и климатических обстановках и жизнедеятельностью первобытного человека, сменой материальных культур, возникновением цивилизаций и очагов антропогенеза. Оценка рекреационных возможностей неживой природы и биоты, т.е. восстановление относительного, фонового равновесия, нарушенного в результате возникновения экстремальных и катастрофических событий.
Предложенное направление исследований имеет фундаментальное значение. Намеченные исследования имеют также существенное практическое значение, поскольку в них содержится элемент прогностического характера проявления экстремальных геологических событий, возможного проявления экологических катастроф и связанной с ними социальной напряженности в зонах геологического риска. Эти исследования вызывают необходимость уточнить классификацию генетических типов. Становится актуальным исследование образований разного типа гравитационных потоков, что открывает новые перспективы в разработке теории седиментогенеза и учения о генетических типах в целом.
Чрезвычайно важным элементом исследований в учении о четвертичном периоде является изучение неотектоники. Приоритетным направлением является познание закономерностей геодинимического взаимодействия орогенных и платформенных областей и влияния на них тектонических процессов.
Наконец, важным является создание особого направления археологической геологии и палеогеографии, позволяющей в ряде случаев воссоздать природную среду обитания первобытного человека, а также познать закономерности причин возникновения и пространственной концентрации ранних этапов историко-геологических центров антропогеновых сообществ и их геологической истории.
Определенные интересы исследователи четвертичного периода имеют в областях современного вулканизма, где работы проводятся обычно совместно с вулканологами.
5. Еще одним важным аспектом учения о четвертичном периоде является проблема, выдвинутая ЮНЕСКО – устойчивое развитие крупных бассейнов рек, которое имеет основную свою направленность на повышение благосостояние людей, совершенствования международного сотрудничества, организации и укрепления структур управления и достижения устойчивого развития территории. В нашей стране речь идет об устойчивом развитии Волго-Каспийского бассейна и разработке рекомендаций для политических деятелей на ближайшие 25–30 лет.

Прошедшее III Всероссийское совещание явилось важным этапом в работе Комиссии РАН по изучению четвертичного периода. С одной стороны оно подвело итоги за четыре года работы (предыдущее II Совещание было в Санкт-Петербурге в 1998 г.) С другой стороны наметило основные перспективные направления исследований на будущее.

Подобные совещания проводятся Комиссией регулярно.

В Комиссии осуществляйся координация научно-исследовательских работ в основном двумя путями. Первый из них – организация и проведение совещаний конференций и т.п. Второй путь – публикации новейших материалов в периодическом издании Комиссии, каким является Бюллетень.

В 1999 г. в издательстве «Наука» напечатан Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. Главный редактор академик А.Л. Яншин. Ответственные редакторы М.Н. Алексеев и И.М. Хорева.

В 2000 г. при финансовой поддержке РФФИ (проект 00-05-74043), Администрации Вологодской области, Санкт-Петербургской геологической экспедиции изданы материалы «Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-Запад России)». Они изданы к совещанию, которое прошло в г. Вологде.

В 2001 г. при поддержке РФФИ (проект 00-05-74038), а также при участии Комитета природных ресурсов по Ярославской области и Администрации Ярославской области, Департамента природных ресурсов по Центральному региону к симпозиуму были изданы «Проблемы стратиграфии

четвертичных отложений и палеогеографии Ярославского Поволжья». К совещаниям издавались также путеводители геологических экскурсий.

В 2002 г. при поддержке РФФИ, Геологического института РАН, Смоленского государственного университета, Главного управления природных ресурсов и охраны окружающей среды по Смоленской области проведено третье Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода. К совещанию изданы материалы в двух томах, а также сборник «Четвертичные отложения, экология и полезные ископаемые Смоленской области». Кроме того напечатан путеводитель геологических экскурсий.

В 2001 г. издан Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 64. Главный редактор Ю.А. Лаврушин. Ответственные редакторы М.Н. Алексеев и И.М. Хорева.

Наконец, очень кратко о деятельности, связанной с Международным Союзом по изучению четвертичного периода (ИНКВА).

С 3 по 11 августа 1999 г. в г. Дурбан (ЮАР) проходил XV Международный конгресс ИНКВА. За всю историю существования Международной Ассоциации по изучению четвертичного периода (ИНКВА) впервые на конгрессе не было официальной делегации из России из-за финансовых затруднений. Отдельные ученые из России все-таки присутствовали на конгрессе исключительно по личной инициативе.

По инициативе российских ученых создан Комитет по четвертичным полезным ископаемым. Председателем Комитета избрана доктор геолого-минералогических наук Н.Г. Патык-Кара. Определены направления деятельности Комитета на межконгрессный период.

С 25 по 29 сентября 2000 г. под эгидой Российской АН, Министерства природных ресурсов Российской Федерации в Москве было проведено XII Международное совещание по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. К совещанию опубликованы материалы «Природные и техногенные россыпи и месторождения кор выветривания на рубеже тысячелетий».

А.А. Величко в рамках Комиссии ИНКВА по циклам углерода в прошлом проводились международные полевые исследования по динамике запасов углерода в болотах Западной Сибири при участии ученых из США и Голландии. 18-19 апреля 2000 г. проведена научная конференция по проблеме «Наземные экосистемы как резервуар углерода в позднем плейстоцене.и голоцене». Изданы тезисы докладов.

25–29 апреля на конференции Европейского геофизического общества (Ницца, Франция) были представлены материалы реконструкций палеоклиматов, растительного и почвенного покровов северной Евразии.

Продолжала работу Подкомиссия по стратиграфии четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона. В ее состав входят представители России (М.Н. Алексеев, О.В. Гриненко, А.Е. Додонов, В.А. Друщиц, И.М. Хорева).

В 2001 г. Комиссия РАН по изучению четвертичного периода приняла участие в организации и проведении в Донском регионе совместных российско-британских исследований раннечетвертичных межледниковых/ледниковых событий. Совместные исследования ведутся несколько лет. В работах приняли участие Ч. Тернер (Кембриджский университет), С. Парфит (Британский музей), ведущие специалисты У.Г.П. «Геосинтез» Ю.И. Иосифова, В.В. Писарева, зам. председателя Комиссии РАН по изучению четвертичного периода М.Н. Алексеев.

Продолжает работать Европейская ассоциация по изучению четвертичных млекопитающих при стратиграфической Комиссии ИНКВА (председатель - А.К. Маркова).

Комитет «Месторождения четвертичного периода» под председательством Н.Г. Патык-Кары проводил работу по двум проектам: в рамках первого проекта проведена специальная сессия в Канаде (г. Уайтхорс) в августе месяце, посвященная проблеме четвертичных россыпей; в рамках второго проекта было принято участие в подготовке и проведении международной научно-практической конференции «Техногенные месторождения ресурсов Украины».

Российские ученые приняли активное участие в организации и проведении Международной конференции «Западно-Сибирские торфяники и цикл углерода – настоящее и прошлое». Конференция состоялась в г.Ноябрьске 18-22 августа 2001 г.. В конференции приняли участие 73 ученых из 11 стран.

4-9 сентября 2001г. в Киеве состоялась Международная конференция Подкомиссии ИНКВА по стратиграфии Европы с участием российских ученых.

13–14 июля в г. Лейдене (Нидерланды) состоялось заседание рабочей группы стратиграфической комиссии ИНКВА, где обсуждались вопросы стратиграфии квартера, а также решение о будущей работе. Кроме того был проведен однодневный семинар по изотопно-кислородной стадии 11, рассматриваемый в качестве палеоклиматической модели для прогноза глобальных изменений в будущем. На заседании выступили с докладами члены Комиссии А.А. Величко, А.Е. Додонов, А.К. Маркова.

В 2002г. Международная комиссия по стратиграфии ИНКВА инициировала обсуждение вопроса о номенклатуре квартера. На симпозиуме по стратиграфии (июнь, Урбино, Италия) группа специалистов по стратиграфии квартера выступила против идеи включении квартера в неоген. Для решения вопросов стратиграфии четвертичного периода и взаимодействия с неогеновой подкомиссией образована новая подкомиссия по четвертичной стратиграфии ИНКВА.

9-11 сентября в Клермон-Ферране (Франция) состоялось заседание, посвященное четвертичным флювиалъным отложениям. С докладами выступили М.Н. Алексеев, Н.Г. Патык-Кара, В.А. Друщиц, И.И. Спасская.

Изданы тезисы докладов и путеводитель экскурсии.

В ряде Комиссий ИНКВА активно работают российские исследователи (А.А. Величко, А.Е. Додонов, В.Г. Трифонов, А.А. Никонов).

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 65, 2004 г.

ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА (ПО МАТЕРИАЛАМ XVI КОНГРЕССА ИНКВА, США, РИНО, 2003 г.)

Ю.А. Лаврушин

С 23 по 30 июля 2003 г. в г. Рино в шт. Невада (США) состоялся очередной XVI Конгресс ИНКВА. В работе Конгресса приняли участие около 1000 научных сотрудников из разных стран мира. Естественно, особенно много было участников из Северной и Южной Америки, а также из Китая, Японии, Австралии, Юго-Восточной Азии, Африки. Из России официальная делегация состояла из одного человека, автора настоящего отчета.

Девиз Конгресса – «поверхность Земли и перспективы квартера». Работа Конгресса может быть подразделена на несколько направлений.

1. Пленарные заседания, на которых было заслушано 11 докладов, посвященных разной тематике, имеющей глобальный характер. Среди них следует упомянуть следующие: палеоклиматические перспективы в антропогене; от гляциальной геологии к палеогляциологии; проблемы заселения Америки; четвертичная тефрохронология – прогресс, проблемы и перспективы; последствия ледникового времени; четвертичные супернаводнения; синтез континентальных и океанических данных для расшифровки климата прошлого в Индии; позднечетвертичные изменения в тропической биосфере, глобальная гляциальная изостазия; критерии распознавания внеземных изменений климата в океане и в тропиках.

2. На Конгрессе было проведено заседание многочисленных научных сессий. Главная тематика сессий была очень разнообразна и охватывала практически все направления изучения четвертичного периода.

Научные сессии были посвящены следующим проблемам, часть из которых была связана с работой комиссий ИНКВА, а другая часть выходила за пределы их тематики.

На сессиях комиссии по ледниковым отложениям и четвертичным оледенениям основное внимание было сосредоточено на следующих вопросах: главные четвертичные оледенения и их глобальная синхронизация; распространение оледенений и критерии их установления; геологические и геоморфологические доказательства существования ледниковых потоков и вневодных ледников; ледниковые щиты, как агент перераспределения осадков на поверхности Земли; гляциотектоника – гляциотектоническая карта Европы; размеры оледенений и мощности льда в Евразии в последний ледниковый максимум; механизм подледникового дренажа и геологическая роль талых ледниковых вод во время оледенений; позднечетвертичное оледенение Тибета; эволюция горных систем, пустынь, растительности и первобытного человека в Центральной Азии; четвертичная история Антарктического ледникового щита по данным геохронологии морских и континентальных отложений; создание глобальных моделей океан–атмосфера во время последнего оледенения; корреляция между скважинами в толще льда Гренландии и морскими отложениями по изотопным данным.

Детально на Конгрессе обсуждались вопросы, связанные с изучением стабильных изотопов в скважинах, пробуренных в морском и океаническом дне, в которых содержалась обширная палеоклиматическая информация, а также в ряде случаев проводились временные реконструкции морских течений. В сообщениях по изотопным материалам особенно много было уделено внимания стадии 11, которая рассматривается многими исследователями как аналог голоцена.

Очень большое количество докладов было посвящено региональной палеоклиматологии позднечетвертичного и голоценового времени. В особенности это имеет отношение к реконструкции палеоклиматов в различных районах и странах Северной и Южной Америки и корреляции важнейших климатических событий с историей первобытного человека. Детальные данные были получены для позднеголоценового климата Европы и Африки, по вариациям голоценового климата в северной части атлантического региона и по голоцену восточной части Средиземного и Черного морей. Главным образом, с этой же целью (исследование палеоклиматов) много докладов было посвящено восстановлению на основе спорово-пыльцевого анализа растительности

прошлого, экосистем, эволюции ландшафтов, моделирования изменений природной среды. Существенный интерес вызвали доклады по отражению изменений климата в погребенных почвах. Наряду с региональными или локальными палеоклиматическими реконструкциями были представлены материалы по природной среде Северной Евразии, о важнейших климатических тенденциях в позднем кайнозое, об эволюции позднечетвертичных ландшафтов и палеоклиматов в аридных и семиаридных регионах центральной и восточной Азии.

Непосредственно с палеоклиматическими проблемами были связаны научные сессии по динамике позднечетвертичных экосистем и корреляции этого процесса с карбоновыми циклами, особенно в тропиках (Амазония, Африка); эмиссии метана на континентах и морском дне: грязевые вулканы и влияние этого процесса на климат; ископаемому органическому карбону в современной природной среде, а также региональным и глобальным изменениям в карбоновых циклах. В связи с этим большое внимание было уделено докладам, в которых рассматривались климатические вариации, динамика торфяников и их связь с глобальными карбоновыми циклами.

Наконец, несколько сессий было посвящено геологической истории пустынь в последние 100000 лет. В этом отношении на специальных заседаниях рассматривались модели палеопыльных циклов, скорость изменения позднечетвертичных климатических изменений и культур первобытного человека в аридных областях Центральной Азии, кайнозойские эоловые отложения и глобальные изменения климата. В связи с проблемами пустынь много докладов было представлено китайскими и американскими исследователями.

В связи с палеоклиматическими докладами ряд научных сессий был посвящен влиянию на климат вулканизма, созданию моделей по изменению состава атмосферных газов в ледниковое и межледниковое время, учитывая резкие изменения природы в голоцене, на возникновение которых оказывал влияние вулканизм, что дало возможность в некоторых случаях провести корреляцию ледниковых, морских и субаэральных событий на основе данных тефрохронологии.

Особые сессии, вызвавшие большой интерес, были посвящены палеоэкологии и эволюции первобытного человека в различных регионах Северного и Южного полушария. Многие из них были посвящены региональным аспектам истории заселения Америк и, как упоминалось, Азии. Очень изящные материалы были представлены по процессам вымирания европейских неандертальцев в изотопную стадию 3, а также о региональных особенностях природной среды времени существования позднепалеолитического человека, а также влиянию природных катастроф на смену материальных культур в голоцене.

Наверное, впервые на Конгрессе ИНКВА были организованы очень важные сессии, посвященные геофизическим исследованиям четвертичных отложений, палеосейсмологии в XXI веке и в связи с этим глобальным перспективам.

На одной из сессий рассматривались полезные ископаемые квартера, специальная сессия была посвящена палеогидрологии, и значительное число докладов было посвящено, как ясно из вышеизложенного, на многочисленных заседаниях глобальным изменениям.

Несомненный интерес вызвала сессия, рассматривающая новые методы датирования (о чем некоторые комментарии будут ниже).

Учитывая особую напряженную природную обстановку в настоящее время, на Конгрессе была организована специальная сессия по катастрофическим природным событиям голоцена. Наибольшее внимание на сессии было уделено геофизическим (землетрясения) и климатическим (аридизация) факторам. Как показали мультидисциплинарные исследования, с этими факторами связаны неоднократно возникавшие природные коллапсы, приводившие к гибели цивилизаций. Особенно убедительно это было показано на примере зоны северной анатолийской складчатости, где неоднократные землетрясения приводили к гибели существовавших антропогенных культур. Часть докладов на данной сессии была посвящена влиянию вулканической деятельности на внезапные изменения береговой линии (Япония). Особый интерес представило обсуждение проблемы «Внезапные изменения климата и последующие изменения траектории развития антропогеновой истории». Речь идет о событиях, происходивших 12,7; 8,2; 5,2 и 4,2 тыс. лет назад в Западной Азии. В молодом дриасе в этом регионе произошел коллапс охотничье-собирательской культуры и появление сельского хозяйства. 8,2 тыс. лет назад в Месопотамии в связи с аридизацией климата появились первые ирригационные культуры. 5,2 тыс. л. н. дальнейшая аридизация привела к возникновению ядра цивилизации на севере и юге. 4,2 тыс. л. назад произошел коллапс аридного земледелия и в поясе от юго-восточной Европы до Индии широкое развитие получило ирригационное земледелие.

Помимо данной специальной сессии, катастрофические природные события рассматрива-

лись на ряде других сессий. В частности, неоднократно речь шла о лесных и болотных пожарах в различных регионах. Что очень важно, в ряде случаев были выделены в голоцене региональные этапы интенсивного распространения и возникновения пожаров. Естественно, подобные этапы коррелируются с климатическими событиями. Значительный интерес вызвали на заседаниях кратковременные изменения ландшафтов на севере аридной зоны, которые также имеют экстремальный тип проявления.

Много внимания различными исследователями уделяется катастрофическим гидрологическим событиям, происходившим в голоцене и в конце позднего плейстоцена (йокудльхлаупы, катастрофические половодья, крупные колебания уровня моря и озер, цунами).

Значительно количество докладов было посвящено изменению интенсивности атмосферных событий. В особенности много сообщений было связано с изучением голоценовой динамики муссонного климата, влияния на климатические региональные события течения Эль-Нино, а также было сообщено о многих моделях эволюции глобальной системы океан–атмосфера, с которыми оказываются связаны также региональные природные катастрофические процессы. В частности, это имело непосредственное отношение к созданию тефростратиграфической шкалы голоцена в Северной Европе и Греции, пеплопады на территории которых были связаны с извержениями вулканов Исландии и Италии и приносом пепла соответствующими атмосферными процессами.

В связи с рассмотрением глобальной системы был доложен ряд региональных климатических моделей.

Среди ледниковых событий обратили внимание материалы по катастрофическим скоростям движения ледника Беринга (Аляска) в 2000 и 2001 гг., когда массы льда двигались со скоростью до 700 м в сутки. В 1996–2002 гг. скорость достигала 1 км в год, а в 1957–1960 и 1993–1995 гг. скорость достигала более 10 км в год. Причины импульсного движения льда на данном леднике связываются с донным таянием, скольжением по ледниковому ложу и айсбергообразованием.

На Конгрессе также были доложены принципиально новые результаты изучения ледниковой истории в период последнего похолодания позднего плейстоцена – молодом дриасе. В ходе проведения исследований в Кордильерах было установлено две фазы наступания ледников в молодом дриасе. Первая из них связана с интервалом времени 10980–10250 л. н., а вторая приблизительно с интервалом 10250–10000 л. н. Аналогичные результаты были получены в Швейцарии, Новой Зеландии и других районах. Это дало основание сделать вывод о необходимости усложнения глобальной ледниковой истории позднего плейстоцена.

Наконец, на Конгрессе были доложены результаты использования новых методов датирования морен по космогенному изотопу Be^{10}. Данные исследования были связаны с изучением данного изотопа на поверхности валунов. Полученные датировки совпали с радиоуглеродными данными, по крайней мере для позднего плейстоцена, что открывает новые возможности датирования непосредственно морен, а не органических остатков, которые залегают под или над ледниковыми образованиями. В качестве примера можно сослаться на материалы датировок, полученные в Прибалтике по данным бериллиевого метода. Возраст морены максимального оледенения определен как 18,6±2,8 тыс. л. н., померанская стадия 14,0±1,7 тыс. л. н., среднелитовская морена 13,1±1,6 тыс. л. н., северолитовская морена 13,0±0,8 тыс. л. н., пандивер морена 13,0±1,1 тыс. л. н. (единичное определение), паливер-морена 10,0±1,3 (8 обр.) тыс. л. н. последняя датировка возможно является результатом перемыва морены Балтийским ледниковым озером, сальпаусселькя I – датирована временем молодого дриаса 11,8±0,9 тыс. л. н.

Помимо указанных проблем обсуждались также вопросы колебаний уровня моря, изменения береговой линии и т.д.

3. Организационные вопросы

На Конгрессе Исполком ИНКВА совместно с руководителями национальных делегаций избрал следующий руководящий состав ИНКВА:

а) John Clague – jclague@sfu.ca
Department of Earth Sciences
Simon Fraser University
Burnaby, BC V5A 1S6 Canada; президент

Nicholas Shackleton – NJS5@cam.ac.uk
University of Cambridge
Department of Earth Sciences
Godwin Laboeratory
New Museums Site
Pembroke Street
Cambridge CB2 3SA UK; паст-президент

Allan Chivas – allan_chivas@uow.edu.au
School of Geosciences
University of Wollongong
Wollongong, NSW 2522 Australia; казначей

An Zhisheng – anzs@loess.llqg.ac.cn
The State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology
Chinese Academy of Sciences
Xiying road 22-2, P.O. Box 17
Xi'an 710054 P.R. China; вице-президент

Jan Piotrowski – Jan.Piotrowski@geo.au.dk
Department of Earth Sciences
University of Aarhus
C.F. Mollers Alle 120
DK-8000 Aarhus C Denmark; вице-президент

Denis-Didier Rousseau – denis@dstu.univ-montp2.fr
Universite Montpellier II
Paleoenvironnements and Palynologie
Institut des Sciences de l'Evolution (URA CNRS 327)
pl. E. Bataillon
case 61
34095 Montpellier cedex 05, France; вице-президент

Margaret Avery – mavery@iziko.org.za
Cenozoic Studies
Iziko Museums of Cape Town
PO Box 61
Cape Town 8000 South Africa; вице-президент

Peter Coxon (Secretary General) – pcoxon@tcd.ie
Department of Geography
Museum Building,
Trinity College
Dublin 2, Ireland; генеральный секретарь

б) Общие направления работы ИКВА в следующий межконгрессный период.

1. Стратиграфия и геохронология
2. Палеоклимат
3. Палеоэкология и эволюция человека
4. Береговые и морские процессы
5. Континентальные процессы

Все ранее существовавшие комиссии приобретают ранг подкомиссий.

в) Следующий конгресс ИНКВА состоится в 2008 г. в Австралии.

4. Некоторые общие впечатления от Конгресса.

а) Подавляющее большинство докладов было сделано от имени коллективов исследователей, состоящих из разных специалистов. Это обеспечивало мультидисциплинарный подход к обсуждаемым проблемам.

б) Во все вновь созданные Комиссии или направления предложены ученые из России: в Комиссию стратиграфии и геохронологии – А.Е. Додонов, А. Тесаков, в Комиссию палеоклиматы – О.К. Борисова, в Комиссию палеоэкология и эволюция человека – Е.А. Спиридонова и Е.И. Куренкова, в Комиссию береговые и морские процессы – А. Левитан и М. Былинская, в Комиссию по континентальным процессам – Ю.А. Лаврушин.

в) На Конгрессе было доложено очень много интересных результатов исследований, к сожалению, обсуждения этих результатов и какой-то общей дискуссии организовано не было.

г) Во многих странах исследования по изучению четвертичного периода развиваются очень интенсивно и результаты их сопровождаются большим количеством аналитических данных. Совершенно очевидным является в этом отношении явное отставание российских ученых, которые из-за отсутствия средств не имеют возможности собирать новый фактический материал и вынуждены чаще всего «пережевывать» старые, давно известные материалы. Второй вариант – участие в совместных работах с иностранными исследователями. В этом случае роль российских ученых остается в значительной мере второстепенной.

д) Подавляющее большинство докладов было посвящено голоцену и позднему плейстоцену. Очень мало было сообщений по среднему, нижнему неоплейстоцену и эоплейстоцену. Хотя в этих немногих сообщениях были чрезвычайно интересные материалы. В частности, были впервые сообщены данные о возрасте оледенений Тибета. Здесь были получены три датировки: 462,9 тыс. л. н., 571,2 тыс. л. н., 710 тыс. л. н. Представляется также достаточно интересной попытка немецких исследователей дать фациальное расчленение строения склоновых отложений и корреляция выделенных фаций с изменениями климата в перигляциальной зоне В связи с прозвучавшими докладами, возникает проблема средневалдайского оледенения, которое иностранные исследователи (в основном скандинавские) выделяют в Северной Европе. В последние годы, на севере Европейской части России скандинавские ученые выделили средневалдайское оледенение и датировали его временем 50–60 тыс. л. н. Ранневалдайское оледенение датируется временем 90–80 тыс. л. н. и коррелируется и изотопной подстадией 56.

е) Большинство исследователей четвертичного периода, изучающих голоцен и поздний плейстоцен, перешли на календарную геохронологи-

ческую шкалу. Более того, без перехода на эту шкалу статьи не принимаются к публикации. При этом, часть исследователей наряду с календарной шкалой используют и радиокарбоновый возраст, что значительно облегчает понимание стратиграфического положения событий. По-видимому, наступает время, когда нашим исследователям необходимо обратить внимание на этот момент.

ж) Вряд ли оправдано стремление наших исследователей провести корреляцию удаленных морских и континентальных событий, которая чаще всего основана на мало обоснованных материалах, что требует дальнейших исследований в этом направлении.

з) Наконец, последнее – совершенно очевидной становится недостаточная международная активность наших исследователей по сравнению с иностранными учеными. Вероятно, это связано с отсутствием достаточной аналитической базы. В особенности это имеет отношение к очень ограниченным возможностям датирования.

Содержание

С.И. Антонов, Г.И. Рычагов, Н.Г. Судакова СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ ОЛЕДЕНЕНИЯ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ. ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ..... 5
Ю.И. Гольдфарб ВОЗРАСТ УСТЬ-НЕРСКИХ СЛОЕВ И ПРОБЛЕМЫ СТРАТИГРАФИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОЙ СИСТЕМЫ ЧЕРСКОГО..... 17
И.С. Зюганова НИЖНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ПАЛЕОКАРПОЛОГИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ИЗ РАЗРЕЗА «ДЕМШИНСК» В ЛИПЕЦКОЙ ОБЛАСТИ..... 28
И.А. Чистякова, Ю.А. Лаврушин СУСПЕНЗИТЫ ВРЕМЕНИ ПОСЛЕДНЕГО ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ НА ТЕРРИТОРИИ РУССКОЙ РАВНИНЫ И ПРИЛЕЖАЩИХ ШЕЛЬФОВ: ТИПЫ, ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СЕДИМЕНТОГЕНЕЗА..... 36
Я.В. Кузьмин ПРИРОДНАЯ СРЕДА ПАЛЕОЛИТА ЮГА ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА РОССИИ..... 44
А.И. Лобанов РАЗРЕЗЫ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В РАЙОНЕ г. РЫБИНСКА (ЯРОСЛАВСКАЯ ОБЛАСТЬ).....ю..... 51
Н. В. Макарова, В. И. Макаров ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РУССКОЙ РАВНИНЫ..... 64
А.О. Селиванов РАЗВИТИЕ ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ КИТАЯ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ..... 76
С.А. Сычева, В.С. Гунова РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА В ПОГРЕБЕННОЙ БАЛОЧНОЙ СИСТЕМЕ СРЕДНЕ-РУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ..... 86
С.М. Шик, Б.А. Борисов, Е.П. Заррина ПРОЕКТ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СХЕМЫ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА ЕВРОПЕЙСКОЙ РОССИИ..... 102
И.М. Хорева О РАБОТЕ КОМИССИИ РАН ОНЗ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА (1999–2002гг)..... 115
Ю.А. Лаврушин ГЛОБАЛЬНЫЕ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КВАРТЕРА (ПО МАТЕРИАЛАМ XVI КОНГРЕССА ИНКВА, США, РИНО, 2003 г.)..... 122

Contents

S.U. Antonov, G.U. Rychagov, N.G. Sudakova CLACIATIONS OF THE MIDDLE PLEISTOCENE IN THE CENTER OF RUSSIAN PLAIN. PROBLEMS OF STRATIGRAPHY AND PALEOGEOGRAPHY..... 5
Yu.I. Goldfarb AGE OF UST-NERA LAYERS AND PROMLEMS OF STRATIGRAPHY OF THE LATE CENOZOIC MOUNTAIN CHERSKY SYSTEM 17
I.S. Zuganova LOWER PLEICTOCENE PALEOCARPOLOGOCAL COMPLEX FROM THE DEMSHINSK SECTION, LIPECK REGION 28
I.A. Chistiakova, Yu.A. Lavrushin SUSPENZITES OF THE LAST LATE GLACIAL TIME ON THE AREA OF RUSSIAN PLAIN AND ADJOINING SHELVES: TYPES, GEOLOGICAL SETTING AND PECULIARITIES OF SEDIMENTOGENEZIS 36
Ya.V. Kuzmin ENVIRONMENT OF PALEOLITH IN THE SONTH PART OF THE RUSSIAN FAR EAST 44
A.I. Lobanov QUATERNARY SECTIONS IN THE AREA OF RYBINSK (YAROSLAVL REGION)..... 51
N.V. Makarova, V.I. Makarov DISCUSSION PROBLEMS ON STRATIGRAPHY OF THE QUATERNARY DEPOSITS OF RUSSIAN PLAIN 64
A.O. Selivanov DEVELOPMENT OF CHINESE COASTAL AREA DURING QUATERNARY TIME..... 76
S.A. Sycheva, V.S. Gunova THE RESULTS OF STUDY OF THE LATE PLEISTOCENE LOESS-SOIL COMPLEX IN BURIAL GULLEY SYSTEM OF THE MIDDLE RUSSIAN HIGHLAND 86
S.M. Shik, B.A. Borisov, E.P. Zarrina THE PROJECT OF REGIONAL NEOPLEISTOCENE STRATIGRAPHIC SHEME FOR EUROPEAN RUSSIA 102
I.M. Khoreva ON THE ACTIVITY OF THE COMMISSION RAS OSE FOR STUDY OF QUATERNARY PERIOD (1999–2002)..... 115
Yu.A. Lavrushin GLOBAL AND REGIONAL PROMLEMS OF THE QUARTER (MATERIALS AT THE XVI INQUA CONGRESS, USA, RENO 2003)..... 122

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 65

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН
кандидат геолого-минералогических наук
И.М. ХОРЕВА

Редактор *И.А. Чистякова*
Компьютерная верстка *Р.И. Недумов*

Подписано к печати 14.04.2004.
Формат 62x94 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 16,5.
Тираж 200 экз.
Тип. ВТИИ. Москва. Зак. №83с .

Издательство ПК ГЕОС.
Изд. лицензия *ИД* № 01613 от 19.04.2000.
125315, Москва. 1-й Амбулаторный пр., 7/3-114.
Тел./факс: (095) 152-19-14, тел. 230-80-92.
Факс: (095) 951-04-43.
E-mail: geos@ginras.ru

Blank Page Digitally Inserted